Zamin Azmoon Group

آب زمین‌شناسی

آمادگی آزمون کارشناس‌ارشد و دکتری زمین‌شناسی

گروه آموزشی و پژوهشی زمین آزمون

Dr. Ramin Samadi
www.zaminazmoon.com

بسم الله الرحمن الرحیم

ZaminAzmoon Group

جزوات وقف عام گروه زمین آزمون

غیر قابل فروش



آب‌شناسی

جزوات آمادگی آزمون کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی

تألیف: گروه زمین آزمون

بسمه تعالی

پیامبر خدا (صلی الله علیه و آله و سلم) فرمودند:

هرگاه مؤمن یک برگه که روی آن علمی نوشته شده باشد از خود بر جای گذارد، روز قیامت آن برگه پرده میان او و آتش می شود و خداوند تبارک و تعالی به ازای هر حرفی که روی آن نوشته شده، شهری هفت برابر پهناورتر از دنیا به او می دهد.

سلام علیکم؛

ایزد دانا را سپاس می گوییم که ما را یاری بخشید تا بتوانیم در زمینه تحقق آرمان های علمی و میهنی خویش، گامی دیگر برداریم. «زمین آزمون» با هدف ایجاد بانک اطلاعاتی جزوات آمادگی آزمون کارشناسی ارشد و دکتری زمین شناسی و نیز کمک به دانشجویان و محققین این رشته در سال ۱۳۸۶ آغاز به فعالیت نمود. در این راه استادان و دانشجویان و پژوهشگران محترمی با هم فکری خود به ما یاری رسانده اند که اگر این هم فکری و کمک ها نبود شاید این مهم ناتمام می ماند.

اکنون به پاس ۱۰ سال تلاش صادقانه گروه آموزشی و پژوهشی زمین آزمون، هزاران امید و تلاش به ثمر نشسته است و فرهیختگان بسیاری همراه ما با موفقیت در دوره های کارشناسی ارشد و دکتری زمین شناسی تحصیل نموده اند. برای پاسداشت علم و ترویج علم مقدس زمین شناسی، گروه زمین آزمون کلیه جزوات آمادگی آزمون کارشناسی ارشد و دکتری زمین شناسی خود را به صورت وقف عام به همه فرهیختگان جامعه علمی زمین شناسی ایران تقدیم می نماید. شایسته است از زحمات آقای مهندس مجتبی رجبی، خانم دکتر نرگس شیردشت زاده، خانم مهندس پیترا محمودزاده، آقای مهندس رسول صادقی و دیگر بزرگواران تقدیر گردد. بی گمان این مجموعه از کاستی ها و نواقص احتمالی مبری نیست ولی می تواند مسیری روشن را پیرامون داوطلبان محترم و پژوهشگران گرامی بگشاید. پیروزی و موفقیت شما را در تمامی آزمون های زندگی آرزومندیم.

مدیر گروه مؤلفین زمین آزمون

دکتر رامین صمدی

فصل اول:

- تفاوت هیدرولوژی و هیدروژئولوژی:

هیدرولوژی؛ مطالعه آب‌های روی سطح زمین است در صورتیکه هیدروژئولوژی مطالعه اثر متقابل محیط سازنده زمین و آب در زیر سطح زمین می‌باشد.

- جدیدترین تعریف از علم هیدروژئولوژی: با مطالعه قوانین حاکم بر حرکت آب‌های زیر زمینی، واکنش‌های شیمیایی و مکانیکی و حرارتی آبهای زیرزمینی با سازنده‌های دربرگیرنده آن و چگونگی عمل انرژی و مواد محلول و توسط جریان آب بیان می‌شود.

- معایب استفاده از آبهای زیر زمینی؛ با وجود آنکه استخراج آنها گران‌تر از برداشت آب رودخانه و مخازن سطحی است و مواد محلول آن به طور کلی بیشتر از رودخانه‌ها است و همچنین در صورت آلودگی رفع آلودگی آن بسیار مشکل است اما به شرح زیر محاسنی دارد:

۱- مواد میکروبی و بیولوژیکی آن کم است و بدون تصفیه هم قابل استفاده است. ۲- ترکیب شیمیایی و دمای آبهای زیر زمینی تقریباً ثابت است و برای عمل تبادل حرارتی در کارخانه‌ها مفید است.

۳- غالباً بی رنگ و عاری از تیرگی است. ۴- دارای ذخیره عمومی ثابت و بیش از آبهای سطحی است و تحت تأثیر خشکسالی‌های کوتاه مدت قرار نمی‌گیرد. ۵- آلودگی‌های رادیواکتیو و بیولوژیکی در این آبها کمتر از آبهای سطحی است.

- منشاء بخش عمده‌ای از آبهای زیر زمینی بارش است که خود بخشی از چرخه هیدرولوژیکی است.
- سیکل هیدرولوژیکی توسط انرژی خورشید ایجاد و کنترل می‌شود.
- آبی که برای یک دوره زمین‌شناسی دور از برخورد با چرخه آب بوده و آبهای باقیمانده در منافذ سنگ‌های رسوبی از زمان تشکیل بنام آب فسیل نامیده می‌شود؛ آب فسیل ممکن است از آب شیرین یا دریا حاصل شده باشد که در حد بالایی مینرالیزه شده است.

- مقدارکمی از آب زیرزمینی از ماگمایی که در اعماق زیاد ایجاد شده مشتق می شود که به آن آب ماگمایی گفته می‌شود اگر ماگما ولکانیکی و در اعماق کم ایجاد شده باشد آب حاصل از آن آب ولکانیکی و آب حاصل از ماگمایی که قبلاً جزو چرخه آب نبوده آب جوان نامیده می‌شود.
- آب متامورفیک به آبی اطلاق می‌شود که با دگرگونی سنگ‌ها همراه است.

انواع لایه‌های آبدار:

- امکان تشکیل مخزن آب زیرزمینی و قابلیت آبدهی هر مخزن قبل از هر چیز به ویژگی‌های فیزیکی و سنگ‌شناسی محیط‌های متخلخل وابسته است.
- آب در زیرزمین در منافذ خالی سنگ‌ها و خاک‌ها جمع می‌شود اما منافذ در همه سازندها یکسان نیستند و همه سازندها به اندازه یکسان آب را از خود عبور نمی‌دهند.
- سازندهای زمین‌شناسی که بتوانند مقدار زیادی آب در خود ذخیره و از خود عبور دهند بنام سفره یا Aquifer نامیده می‌شوند مانند شن، ماسه و سایر رسوبات دانه درشت این سازندها ذخیره‌سازی (s) و انتقال (T) خوبی دارند.
- بعضی از سازندها اگرچه اشباع شده هستند ولی مقدار کمی آب را از خود عبور می‌دهند و چاهی که در این تشکیلات حفر می‌شود آبدهی خیلی کمی دارد به چنین تشکیلاتی Aquitard گویند؛ مانند رس ماسه‌دار و رس گراول‌دار.
- این نوع سازندها (Aquitard) به تنهایی قابلیت آبدهی خوبی ندارند ولی وقتی با یک اکیوفر همراه باشند آبدهی بالایی خواهند داشت و بهترین راه استخراج آب در این لایه‌ها احداث قنات یا چاه‌های دهانه گشاد است.
- بعضی از سازندها اگر چه توانایی جذب آب را به آهستگی دارند و حتی ممکن است حاوی مقدار زیادی آب باشد ولی در شرایط معمول قادر به انتقال مقادیر قابل توجه آب نیستند به چنین سازندی Aqiclurd گفته می‌شود رس و سلیت نمونه‌هایی از این نوع هستند؛ سازندهایی که جنس آنها مارنی یا شیلی است مثل پابده؛ گورپی، رازک و کژدمی را می‌توان از این نوع دانست.

- به سازندهایی که حاوی آب زیرزمینی نیستند و آب را از خود عبور نمی‌دهند؛ Aquifuge گفته می‌شود دراین سازند هم T و هم S صفر می‌باشد، اکثر سازندهای سخت که دارای شکستگی و تخلخل نباشد از این نوع هستند؛ مثال: گرانیت.
- به طورکلی لایه آبدار بخشی است در زیرزمین که بتوان مقادیر کافی آب که از نظر اقتصادی مهم باشد، از آن برداشت کرد.
- سازندهایی که به عنوان لایه آبدار (اکیفر) هستند به ۵ گروه تقسیم می شوند:

۱- نهشته‌های آبرفتی: رسوبات جدیدی که از ذرات منفصل تشکیل شده است؛ تقریباً ۹۰٪ سفره‌های آبی دنیا از این نوع هستند. این نهشته‌ها نیز شامل ۴ گروه است.

۱-۱) آبگذر (مواد آبرفتی که بر اثر جریان آب و از سیلاب‌های شدید حاصل شده) چاه‌ها دراین مناطق به خاطر نفوذپذیری خوب و نفوذ مدام آب رودخانه آبدهی بالایی دارند.

۱-۲) دره‌ها یا کانال‌های دفن شده قدیمی (سابقاً مسیر آب بوده‌اند و با استفاده از بررسی‌های ژئوفیزیکی مشخص می‌شوند).

۱-۳) دشت‌ها (از مواد منفصل تشکیل شده‌اند و طبق قاعده کلی هر جا دانه درشت باشد؛ آبدهی خوب دارد).

۱- ۴) دره‌های میان‌کوهی (بسیار درشت و متخلخل و نفوذپذیری بالا دارند اما به دلیل نزدیک بودن به سنگ کف و عمق نمی‌توانند ذخایر مهمی را تشیکل دهند).

۲ – آهک‌ها: علت تفاوت آهک‌ها در چگالی، تراوایی، تخلخل عمدتاً ۲ پارامتر ۱- توسعه زون‌های تراوا در اثر انحلال و ۲- درجه تحکیم است؛ آهک‌هایی به عنوان لایه آبدار محسوب می‌شوند که بخش زیادی از آنها در اثر پدیده انحلال از بین رفته باشد.

- به پدیده‌ای که سبب می‌شود آهک‌ها و دیگر سنگ‌های کربناته در اثر انحلال دارای خلل و فرج ثانویه شوند؛ کارستی شدن و به توده کارستی شده کارست گفته می‌شود.

- مناطق کارستی به لحاظ ژئومورفولوژی انواع مختلفی دارند:

۱- کارن Karen: شکاف در محل جوینت‌ها ۲- Dolin یا Sink hole: فرو رفتگی‌های قیفی شکل بر اثر انحلال ۳- lost river: رودخانه‌هایی که در محل‌های کارستی درمناطق آهکی بطور کامل ناپدید می‌شود ۳- سنگ‌های آتشفشانی: این سنگ‌ها به لحاظ تشکیل سفره آبدار متفاوتند در بعضی موارد سفره‌هایی با نفوذپذیری بالایی تشکیل می‌دهند. بخصوص انواع بازالتی، دارای حفراتی است که در تراوایی آن موثر است این حفرات شامل:

۱- فضاهای میان روزنه‌ای؛ در قسمت‌های بالایی لاوا ۲- حفرات بین لایه‌های مجاور ۳- ترک‌های انقباضی ۴- لوله‌های لاوایی ۵- حفرات گازی ۶- شکاف بر اثر گسلش و Fracturing حاصل می‌شود.

- توف‌ها و ریولیت‌ها گرچه متخلخل‌اند ولی معمولاً نفوذپذیری خیلی کمی دارند.

۴- ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراها: فرم سیمانی ماسه و گراول هستند بنابراین نفوذپذیری بر اثر سیمانی و فشرده شدن تقلیل می‌یابد؛ اینکه ماسه سنگ، لایه آبدار محسوب شود به ۲ عامل بستگی دارد ۱) نوع سیمان ۲) درجه هوازدگی؛ اگر سیمان آهکی باشد دراثر انحلال از بین می‌رود و باعث توسعه بخش‌های تراوا می‌شود. در حالیکه سیمان سیلیسی چنین خاصیت ندارد.

۵) سنگ‌های آذرین و دگرگونی: این سنگ‌ها در شرایط عادی به هیچ وجه لایه آبدار محسوب نمی‌شوند اما هوازدگی در مقیاس کوچک و تکتونیک در مقیاس‌های بزرگ باعث می‌شود که این سنگ‌ها بصورت لایه آبدار باشد.

- آبرفت‌هایی که در زیرآبراهه رودخانه قرار گرفته‌اند، رسوبات بادی، تلماسه مناطق ساحلی و رسوبات یخچالی (یخرفتهای جور شده) می‌توانند لایه‌های آبدار خوبی تشکیل دهند.
- منافذ موجود در سنگ‌ها را به لحاظ نحوه تشکیل می‌توان به دو گروه اولیه و ثانویه تقسیم کرد: منافذ اولیه (در زمان تشکیل سنگ یا خاک ایجاد شده اند، مثال: تخلخل بین دانه‌ای در یک رسوب) منافذ ثانویه (فضای خالی که در اثر فرآیندهای مختلف زمین‌شناسی پس از تشکیل در آن به وجود می‌آید) فضای خالی ناشی از انحلال.
- عموماً با افزایش عمق منافذ موجود در سنگ‌ها کاهش می‌یابد.

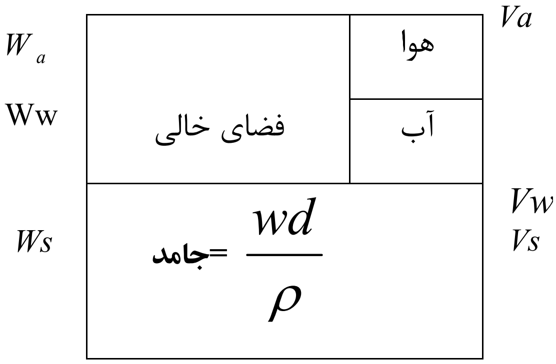
- تخلخل: مقدار فضای خالی یک سنگ یا خاک را با کمیت تخلخل بیان می‌کنند و عبارتست از نسبت حجم خلل و فرج V_V به حجم کل خاک یا سنگ V_t که به درصد بیان می‌شود.

هوا + آب: V_V و هوا و آب و جامد: V_t، ρ_b: جرم مخصوص ظاهری، ρ_d: جرم مخصوص حقیقی

$$a = \frac{V_V}{V_t} \times ۱۰۰$$

$$a = \left(۱ - \frac{\rho_b}{\rho_d}\right)$$

$$a = \frac{Vt - Vs}{Vt} \times ۱۰۰$$



- در رسوبات سخت نشده، تخلخل به شکل، درجه جور شدگی و آرایش دانه‌ها بستگی دارد.
- در سنگ‌های رسوبی آواری معمولاً تخلخل کمتر ازرسوبات سخت نشده است، چون بخشی از منافذ توسط سیمان پر می‌شوند.

میزان تخلخل با افزایش عمق افزایش می‌یابد در این زمینه یک رابطه تجربی وجود دارد.

$$a_z = a.e^{-az}$$

a_z: تخلخل در عمق z، a: ضریب ثابت، e: تخلخل در سطح، z: عمق.

تخلخل به چه عواملی وابسته است

۱- اندازه دانه‌ها: هر چه اندازه دانه‌ها کوچکتر باشد تخلخل بیشتر است.

۲- ساختمان ذرات: نحوه قرارگیری و آرایش دانه‌های رسوبات؛ کمترین تراکم مربوط به آرایش مکعبی (تخلخل: ۴۷/۶) و بیشترین تراکم مربوط به آرایش رمبوئدری (تخلخل: ۲۶ درصد).

۳- سیمانی شدن: با سیمانی شدن ذرات؛ میزان تخلخل کاهش می‌یابد؛ نوع سیمان نیز حائز اهمیت است.

۴- یکنواختی ذرات: هر چه یکنواختی بیشتر باشد میزان تخلخل نیز بیشتر است. چون در حالت غیر یکنواخت دانه‌های ریز در بین فضای دانه درشت‌ها قرار می‌گیرد و باعث کاهش تخلخل می‌شوند.

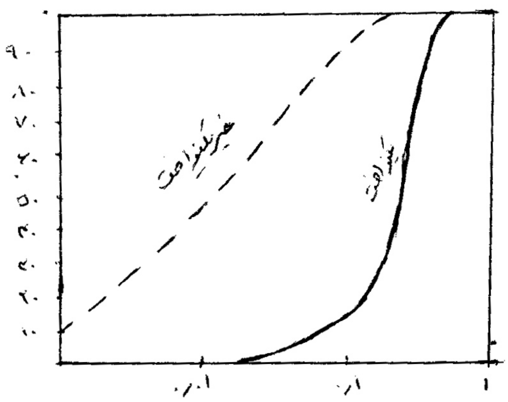
۵- انحلال: در سنگ‌های آهکی یکی از مهمترین عوامل ایجاد کننده خلل و فرج ثانویه انحلال است.

- دولومیتی شدن نیز تخلخل را می‌افزاید چون یون‌های منیزیم که جانشین کلسیم می‌شوند از آنها کوچکترند.
- تخلخل مفید یا موثر: خلل و فرجی که بهم متصل و هم اجازه عبور آب را می‌دهند.
- گراول با ۲۸ درصد تخلخل لایه آبدار خوبی است اما رس با ۴۲ درصد تخلخل لایه آبدار خوبی نیست.
-

$$\text{تخلخل مفید} = \frac{\text{حجم فضای خالی متصل به هم}}{\text{حجم کل}}$$

- ضریب یکنواختی: نسبت قطری که ۶۰ درصد ذرات از آن کوچکتر باشد به قطری که ۱۰ درصد ذرات از آن کوچکتر باشد.

$$u = \frac{D۶۰}{D۱۰}$$



- هر چه u (ضریب یکنواختی) بزرگتر باشد بیانگر این است که منحنی دانه‌بندی از دانه‌های ریز تا دانه درشت‌ها کشیده شده و هر چه u کمتر باشد بیانگر این است که دانه‌ها دارای اندازه‌های نزدیک بهم هستند یا جور شده‌تر هستند.
- حداقل ضریب یکنواختی برابر یک است (d60= d10).
- هر چه u کوچکتر باشد؛ آبدهی لایه بیشتر است.
- شیب منحنی دانه‌بندی مواد یکنواخت (جور شده) در بین ۲ نقطه عطف آن، زیاد و نزدیک به قائم است در حالیکه در رسوبات غیریکنواخت منحنی گسترده و شیب آن کم است.
- هر چه دانه‌ها یک اندازه‌تر باشد؛ هدایت هیدرولیکی بیشتر است.
- جرم مخصوص ظاهری: نسبت جرم خاک خشک به حجم خاک دست نخورده $\left(V_S+V_V\right)$

$$p_b=\frac{m}{V_t}$$

- جرم مخصوص واقعی: نسبت جرم خاک خشک به حجم جامد $pd=\frac{m}{v_s}$
- بافت خاک: با استفاده از مقدار نسبی درصد Silt, Sand, Clay تعیین می‌شود با استفاده از مثلث خاک؛ هرچه بافت خاک سبک‌تر باشد یا دانه درشت‌تر باشد میزان آبدهی بیشتر است.
- سطح ویژه: سطح در واحد وزن ذرات که معمولاً بر حسب $\frac{m^2}{gr}$ عنوان می‌شود؛ هرچه سطح دانه‌ها بیشتر باشد قابلیت جذب آب بیشتر و قابلیت انتقال آب کمتر خواهد بود؛ سطح ویژه به ۳ عامل: ۱- اندازه دانه‌ها ۲- شکل دانه‌ها ۳- حضور رس و نوع رس‌ها بستگی دارد.

پخش آب در زمین

- از نظر وجود آب در زیر زمین دو منطقه قابل تشخیص است:
- ۱- تهویه یا غیر اشباع که فضای خالی سنگ‌ها توسط هوا و آب اشغال شده

- ۲- اشباع که در زیر منطقه تهویه قرار دارد و تمام منافذ توسط آب اشغال شده
- منطقه تهویه: از سطح زمین تا سطح فوقانی منطقه اشباع ادامه دارد؛ قسمتی از آب بخاطر وجود نیروهای مولکولی بین ذرات آب و سنگ بصورت چسبیده به دور دانه‌ها باقی می‌مانند که به آن آب معلق یا آب وادوز گفته می‌شود.
- ضخامت منطقه تهویه در مناطق خشک زیاد اما در مناطق مرطوب کم است.
- منطقه غیر اشباع شامل ۳ منطقه کوچکتر ۱- آب - خاک یا رطوبت ۲- وادوز میانی ۳- منطقه موئین. ۱) منطقه رطوبت: از سطح زمین تا آنجا که ریشه اصلی گیاه می‌رسد ادامه دارد؛ مقدار آب در این منطقه کمتر از منطقه اشباع است، مگر آنکه به صورت موقت آب اضافی باران یا آبیاری به زمین نفوذ کند.
- ضخامت منطقه رطوبت با نوع گیاه و خاک منطقه تغییر می‌کند.

آبهای این منطقه به ۳ رده تقسیم می شوند

۱- آب هیگروسکوپی: رطوبتی است که از هوا جذب می‌شود و به صورت یک غشاء نازک گرداگرد ذرات را اشغال کرده‌اند؛ این آبها توسط نیروی چسبندگی نگهداری می‌شود؛ چون نیروی چسبندگی این رطوبت به ذرات خیلی زیاد است نمی‌تواند مورد استفاده گیاه قرار گیرد؛ این رطوبت با رطوبت هوا در تعادل است و فقط با گرم کردن خارج می‌شود.

۲- آب موئین: به صورت پوسته نازکی ذرات خاک را احاطه می‌کند و بر اثر خاصیت کشش سطحی نگهداری می‌شود و می‌تواند مورد استفاده گیاه قرار گیرد.

۳- آب گرانشی یا ثقلی: آبی است که تحت اثر نیروی ثقل در خلال منافذ خاک و سنگ به حرکت در می‌آید.

- همیشه اولین آبی که ازخاک خارج می‌شود، آب ثقلی است، بعدازآن آب موئین و سپس آب هیگروسکوپی خارج می‌شود.

درجات و نقاط تعادلی که برای نشان دادن مقدار رطوبت خاک بکار می‌رود

۱- ضریب میکروسکوپی: حداکثر رطوبتی که یک خاک خشک در مجاورت هوایی با رطوبت نسبی ۵۰ درصد و دمای ۲۵^{O} c می‌تواند جذب کند.

۲- نقطه پژمردگی: مقدار رطوبتی است در خاک که در کمتر از آن گیاه برای همیشه پژمرده می‌شود؛ این نقطه هم به نوع گیاه و هم نوع خاک وابسته است.

۳- رطوبت معادل: مقدار رطوبتی که یک نمونه خاک پس از آنکه تحت تأثیر نیروی گریز از مرکز معادل ۱۰۰۰ برابر گرانی قرار گرفت می‌تواند در خود نگه دارد.

۴ - حداکثر گنجایش آب: مقدار آبی است که برای اشباع تمام منافذ خاک لازم است.

- مقدار رطوبت خاک به ۲ صورت وزنی و یا حجمی بیان می‌شود.

$$\text{درصد وزنی رطوبت} = \frac{\text{وزن خاک مرطوب ww} - \text{وزن خاک خشک wd}}{Wd}$$

$$\text{درصد حجمی رطوبت}(\theta) = \frac{\text{وزن خاک مرطوب ww} - \text{وزن خاک خشک wd}}{\text{حجم کل Vt}}$$

- درصد اشباع: درصد فضاهای خالی که با آب اشغال شده است.

Vw: حجم آب یا رطوبت، Vv حجم فضای خالی نمونه

$$\text{درصد اشباع} = \frac{\theta}{a} \text{ یا } \frac{Vw}{Vv}$$

θ درصد حجمی رطوبت، a: تخلخل

- درصد اشباع یک خاک اشباع صد در صد است.

۲ روش برای اندازه‌گیری رطوبت خاک به کار می‌رود

۱- استفاده از لاگ نوترون (شمارش نوترون‌های کند شده)

۲- عبور دادن جریان الکتریسته از خاک و اندازه‌گیری مقاومت خاک (برقراری رابطه مقاومت و درصد اشباع).

ب) منطقه میانی (وادوز میانی): از پایین‌ترین قسمت خاک شروع و تا سطح قسمت موئینه ادامه دارد ضخامت این منطقه بسته به شرایط اقلیمی محل تغییر می‌کند. آبی که در این منطقه به صورت لایه نازک دور دانه‌ها بر اثر نیروی هیگروسکوپی و موبین باقی می‌ماند؛ آب پوسته‌ای یا غشایی نامیده می‌شود.

- مقدار این آب معادل گنجایش زراعی در منطقه رطوبت خاک است.

ج) منطقه موئینه: به رغم وجود نیروی گرانی، آب از خلال مجاری باریک به سمت بالا حرکت می‌کند.

- آب تا ارتفاعی بالا می‌رود که ۲ نیروی موبین و گرانی برابر شوند، مقدار بالا رفتن آب بستگی به خصوصیات محیط متخلخل دارد.

$$hc = \frac{2T}{r\delta} Cos\lambda$$ مقدار بالا رفتن آب

در این فرمول؛ T: کشش سطحی، r: شعاع لوله موئینه، δ: وزن مخصوص سیال، λ: زاویه‌ای که انحنای سطح آب با دیواره می‌سازد.

- هر چه شعاع لوله موئین کمتر باشد، ارتفاع بالا رفتن آب در لوله بیشتر است.
- زاویه تماس λ بستگی به ترکیب شیمیایی مایع و دیواره دارد، برای آب خالص و شیشه تمیز λ برابر صفر است.

منطقه اشباع:

- در منطقه اشباع آب تمام منافذ سنگ را پر می‌کند بنابراین تخلخل موثر نشانگر آب موجود در واحد حجم است.

$$V_w = a_e \times V_T$$

- تمام آبهای منطقه اشباع را نمی‌توان با زهکشی یا پمپاژ خارج کرد؛ زیرا نیروی مولکولی و کشش سطحی بخشی از آب را در محل نگه می‌دارد به این آب، آب نگهداری شده یا نگهداشت ویژه می‌گویند.
- نگهداشت ویژه عبارتست از نسبت حجم آبی که سنگ یا خاک پس از اشباع شدن می‌تواند در مقابل نیروی گرانی در خود نگه دارد، به حجم کل آن و به صورت درصد بیان می‌شود.

$$Sr = \frac{V_r}{V_t} \times ١٠٠$$

Vr: حجم آب باقی مانده، Vt: حجم کل نمونه

- آبدهی ویژه: آبی که می‌تواند زهکشی شود نمایانگر آبدهی ویژه یا تخلخل موثر است.

Vy: حجم آبی که بر اثر نیروی گرانی خارج می شود، Vt: حجم کل

$$Sy = \frac{Vy}{Vt}$$

- حجم فضای خالی $Vr + Vy$ است.
- تخلخل برابر است با نگهداشت ویژه + آبدهی ویژه $(a = Sr + Sy)$
- مقدار آبدهی ویژه به اندازه دانه‌ها، شکل و توزیع منافذ و مقدار تراکم لایه‌ها بستگی دارد.
- اندازه دانه‌ها با نگهداشت ویژه رابطه عکس و با آبدهی ویژه رابطه مستقیم دارد. با بزرگتر شدن اندازه دانه‌ها نگهداشت ویژه کاهش می‌یابد، در نتیجه رسوبات دانه درشت آب کمتری را می‌تواند نگهداری کنند و آبدهی ویژه بیشتری دارند.
- آبدهی ویژه رسوبات دانه متوسط (ماسه) بیشتر از رسوبات دانه درشت است، زیرا با بزرگتر شدن دانه‌ها تخلخل کاسته می‌شود.
- قابل اعتمادترین متد اندازه‌گیری آبدهی ویژه بر اساس آزمایش پمپاژ است.

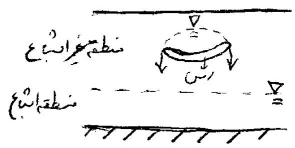
سطح ایستابی:

- منطقه اشباع چنانچه بالا یه نفوذناپذیری در بالا محصور نباشد، از منطقه تهویه با سطحی بنام سطح ایستایی یا سطح آزاد جدا می‌شود؛ سطح ایستایی یک سطح فرضی است که در تمام نقاط آن فشار برابر فشار اتمسفر است که آنرا معادل صفر می‌گیرند.
- سطح ایستایی به بیان دیگر سطحی است در مواد نامحصور که در آن فشار هیدروستاتیک برابر فشار اتمسفر است.
- اگر مرز بالایی منطقه اشباع یک لایه نفوذ ناپذیر باشد به آن سطح پیزومتریک گفته می‌شود. در این صورت فشار در سطح فوقانی اشباع بیش از فشار اتمسفر است.
- اگر در منطقه اشباع جریان اساساً افقی باشد تراز آب چاه‌ها با سطح ایستایی منطبق است.
- سطح ایستایی در نقاط مختلف در اعماق متفاوتی است و دائماً در حال نوسان است؛ عمق آن به عوامل مختلفی چون مقدار بارندگی، مقدار تبخیر، میزان تخلیه و خصوصیات زمین‌شناسی محل و توپوگرافی زمین بستگی دارد.
- عمق سطح ایستابی در مناطق مرطوب و پست کمتر و در مناطق خشک و بیابانی بیشتر است.
- سطح ایستایی عملاً تا منطقه موینین (بخش تهویه) ادامه دارد.
- بارفشار: بارفشار در نقطه معین از منطقه اشباع عبارتست از ارتفاع بالا آمدن آب در یک لوله قائم که تا آن منطقه فرورفته باشد؛ چنین لوله‌ای را پیزومتر می‌گویند.
- تغییر فشار بارومتریک بعلت نفوذپذیری کم هوا در منطقه تهویه بلافاصله به آب زیرزمینی منتقل نمی‌شود، در حالیکه مستقیماً بر سطح آب پیزومتر اثر می‌گذارد، در این حالت تراز آب در پیزومتر ارتفاع واقعی ایستایی را نشان نمی‌دهد.
- کاهش فشار اتمسفر می‌تواند سبب بالا آمدن تراز آب در پیزومتر شود.
- هر سانتیمتر جیوه تغییر فشار بارومتریک می‌تواند موجب ۱۳/۶ سانتیمتر اختلاف تراز آب در پیزومتر و سطح ایستابی واقعی موثر شود.

- عواملی چون نفوذ آب بارندگی، آبیاری، سیلاب‌ها، نوسانات جزر و مد در اختلافات تراز آب در پیزومتر و سطح ایستابی واقعی موثرند.
- در منطقه تهویه فشار آب بعلت کشش سطحی آب منفی است؛ مقدار این بار فشار منفی بوسیله دستگاهی بنام تانسیومتر یا کشش سنج اندازه‌گیری می‌شود؛ تانسیومتر در کارهای کشاورزی و در محدوده عمق ریشه گیاه کاربرد دارد.
- کشش‌سنج از یک لوله قائم درست شده که در بالا بسته و در پایین دارای غشاء متخلخل است در حالت تعادل فشار آب در داخل کشش‌سنج معادل فشار آب در منطقه تهویه است.
- با کاهش مقدار رطوبت خاک و محکم‌تر چسبیدن آب به ذرات خاک بار فشار آب کاسته می‌شود (منفی‌تر می‌شود) ولی مکش آن افزایش می‌یابد.

انواع لایه‌های آبدار:

- بر اساس وجود یا عدم سطح ایستایی به ۲ دسته تقسیم می‌شود:
- ۱- لایه آبدار آزاد: به لایه‌های آبداری گفته می‌شود که هیچ‌گونه لایه نفوذ ناپذیر محبوس کننده‌ای در بالای سطح اشباع وجود نداشته باشد؛ سطح آب در سفره‌های آزاد، سطح ایستایی گفته می‌شود.
- سطح ایستابی سفره‌های آزاد معمولاً از توپوگرافی منطقه تبعیت می‌کنند.
- عمده‌ترین دلیل تغییر شکل یا شیب در سطح ایستابی ۳ عامل است: ۱- منطقه تغذیه و تخلیه ۲- مناطق تحت پمپاژ ۳- تراوایی.
- سفره‌های آزاد معمولاً در آبرفت‌ها، تلماسه‌ها یا نهشته‌های یخچالی دیده می‌شوند؛ منابع اصلی تغذیه سفره آزاد «بارش» است.
- در حالت‌های ویژه‌ای از سفره‌های آزاد؛ توده‌های کوچکتری از آب در بالای سطح ایستایی وجود دارد، به این



توده‌های آبی لایه آبدار معلق می‌گویند.

- در اطراف دو لنز رسی آب به پایین گرایش دارد که بایستی با توجه به دانه‌ریز بودن و وجود اصطکاک، مقداری ارتفاع بگیرد، بنابراین سطح آب معلق بصورت محدب در می‌آید.
- چاه‌های حفرشده در سفره‌های معلق با آبدهی کم و موقت همراه هستند.

لایه آبدار محبوس:

- این نوع سفره‌ها وقتی به وجود می‌آیند که یک لایه محبوس که غیر قابل نفوذ است، لایه‌های آبدار را بپوشاند و فشار را در سفره‌های محبوس بیش از فشار اتمسفر می‌سازد.
- چاهی که در این نوع سفره ها حفر می‌شود، سطح آب در آن بالاتر از کف لایه محبوس کننده قرار می گیرد که به آن سطح پیزومتریک می گویند؛ این سطح فرضی که ارتفاع آن درهر نقطه برابر ارتفاع نظیر فشار آب یا بار فشار در سفره است با سطح هیدورستاتیک آب مطابقت می‌کند.
- اگر سطح پیزومتریک بالای سطح زمین قرار گیرد؛ آب از چاه خود به خود به بیرون جریان می‌یابد به این گونه چاه‌ها «چاه سرریز» یا «آرتزین» می‌گویند.
- اگر سطح پیزومتریک در زیر لایه محبوس کننده قرار گیرد، سفره تحت فشار به سفره آزاد تبدیل می‌شود.
- سفره‌های محبوس در یک محل ممکن است به صورت تعدادی لایه آبدار روی هم قرار گیرند که با لایه‌های ناتراوا یا کم تراوا از هم جدا شوند. بالاترین سفره معمولاً یک سفره آزاد است.

لایه آبدار نشتی:

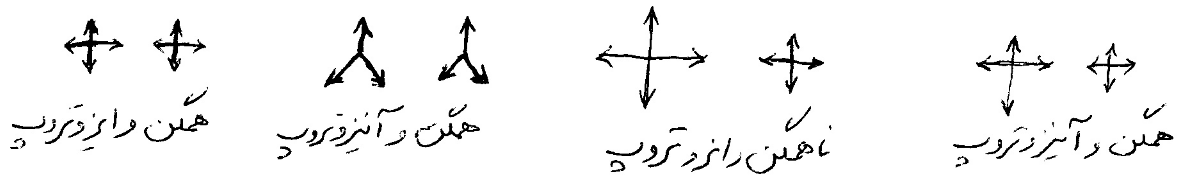
- لایه آبداری که مرزهای بالایی و پایینی آنرا اکی ترد تشکیل دهد یا مرز بالایی اکی ترد (نیمه نفوذپذیر) ومرز پایینی آنرا اکی کلود یا (نفوذ ناپذیر) تشکیل دهد.
- مقدار و جهت نشت در هر نقطه به اختلاف بار فشار موجود در طرفین لایه نیمه تراوا وابسته است.
- لایه آبدار نشتی دارای سطح ایستابی و سطح پیزومتریک است؛ در صورتیکه سطح پیزومتریک بالاتر از سطح ایستایی باشد آب از پایین به بالا حرکت می‌کند واگر سطح ایستایی و پیزومتریک بر هم منطبق باشند در این حالت آب به حالت تعادل رسیده و حرکت عمودی نخواهد داشت.

- سفره‌های نشتی بیشتر در دره‌های آبرفتی و دشت‌ها وحوضه‌های دریاچه‌ای قدیمی مشاهده می‌شود.
- چاهی که در سفره نشتی حفر می‌شود آب قابل پمپاژ از آن به ۲ طریق تأمین می‌شود.

۱- از طریق جریان افقی آب در سفره ۲- از طریق جریان عمودی که از لایه نیمه نفوذپذیر (اکی ترد به اکی فر) انجام می‌شود.

لایه آبدار ایده آل:

- لایه آبداری که کاملاً ایزوتروپ و همگن باشد.
- لایه همگن: لایه‌ای که خصوصیات آن در نقاط مختلف یکسان باشد. لایه ایزوتروپ: لایه‌ای که خصوصیات آن نسبت به جهت تغیر نکند.



- ضریب ذخیره لایه آبدار: حجم آبی که از واحد سطح لایه آبدار خارج شود؛ بطوریکه سطح پیزومتری یا ایستابی به اندازه یک واحد تغییر کند. $Sr=\frac{Vy}{Vt}$
- در سفره تحت فشار، وزن لایه محبوس کننده بالایی قسمتی توسط فشار هیدروستاتیک و قسمتی دیگر توسط مواد جامد داخل سفره تحمل می‌شود، وقتی که فشار هیدروستاتیک با پمپاژ کردن از سفره کاهش می‌یابد، بار سفره افزایش یافته و باعث رانده شدن آب از سفره می‌گردد.
- کم شدن فشار هیدورستاتیک سبب انبساط جزیی آب داخل سفره و موجب رهایی آن می‌گردد.

آبدهی لایه‌های تحت فشار عمدتاً نتیجه ۳ مکانیسم است:

۱- تراکم یا فشردگی لایه آبدار و لایه محصور کننده، بعلت پایین رفتن سطح پیزومتریک.

۲- نشت از لایه‌های آبدار دیگر، از طریق لایه های نیمه تراوا (مثلاً از سفره‌های آزاد فوقانی).

۳- زهکشی از منافذ لایه آبدار، در حالیکه سفره تحت فشار در محل بیرون زدگی خود در سطح زمین به یک سفره آزاد تبدیل می‌شود.

- در لایه آبدار ضریب ذخیره همان آبدهی ویژه است؛ در لایه آبدار تحت فشار ضریب ذخیره خیلی کمتر از سفره آزاد است.
- پدیده پس ماند؛ مربوط به هوای محبوس است که ضمن بالا آمدن سطح ایستابی برای مدتی در خاک باقی می‌ماند.
- تخلخل قابل اشغال به علت پدیده پس ماند کمتر از آبدهی ویژه است.
- بهترین و معمول‌ترین راه اندازه‌گیری مقدار ضریب ذخیره؛ استفاده از آزمون پمپاژ چاه‌هاست.
- آبدهی مجاز: آبی که می‌توان از سفره برداشت بدون آنکه نتایج نامطلوبی داشته باشد، یا مقدار آبی است که با پمپاژ آن مقدار آب سطح پیزومتری یا ایستابی بطور محسوس پایین نیافتد.
- بهنگام پمپاژ چاه با دبی مجاز سطح آب در چند ساعت اولیه افت کرده ولی به زودی به تعادل رسیده و دیگر افت نمی‌کند.
- آثار نامطلوب بر اثر پمپاژ بیش از حد از این قرار است: ۱- بیشتر کردن عمق چاه ۲- نفوذ آب شور دریا ۳- فرونشست زمین ۴- ترک خوردن خاک ۵- نفوذ از مناطق کم آب ۶- خالی شدن منبع آب زیرزمینی.

فصل دوم: جریان آبهای زیر زمینی

- آبهای زیرزمینی موجود در لایه‌های آبدار در حرکت است که بنابر اصول هیدرولیک انجام می‌گیرد.
- حرکت آبهای زیرزمینی در منطقه تهویه و در لایه‌های محصور کننده کم تراوا عمدتاً در جهت قائم رو به پایین یا بالا است.
- آب زیرزمینی بطور کلی از ترازهای پر انرژی‌تر به ترازهای کم انرژی‌تر حرکت می‌کند و این انرژی اساساً نتیجه ارتفاع و فشار است.
- سرعت حرکت آب زیرزمینی در مقایسه با آبهای سطحی به مراتب کمتر است که این مسئله به خاطر افت بار خیلی زیاد در مسیر می‌باشد.

▪ در بررسی حرکت آب زیرزمینی معمولاً از انرژی جنبشی که طبق فرمول برابر $\frac{1}{2}mv^2$ است و متناسب است با توان دوم سرعت؛ به دلیل سرعت بسیار کم، صفر در نظر گرفته می‌شود و می‌توان از انرژی جنبشی صرف نظر کرد.

حرکت آب در لایه‌های آبدار:

▪ خطوط مستقیم فرضی حرکت مولکول‌های آب در زیرزمین را اصطلاحاً «خط جریان» گویند.

▪ بار فشار: به ارتفاع آب در پیزومتری که تا نقطه فرورفته باشد بار فشار $\left(\frac{p}{y}\right)$ گویند.

▪ بار ارتفاع: فاصله قائم بین یک نقطه معین و یک سطح مبنای دلخواه (z).

▪ مجموعه بار ارتفاع و بار فشار در یک نقطه معین بار کل (H) یا بار هیدرولیکی نامیده می‌شود.

$$H=\frac{p}{y}+z$$

▪ برای تعین جهت حرکت افقی در لایه آبدار آزاد یا محبوس بایستی حداقل ۲ چاه پیزومتری حفر کرد و اعمال زیر را انجام داد.

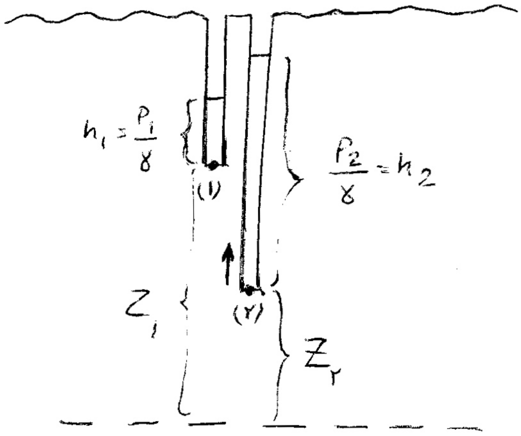
۱- اندازه‌گیری دهانه حفر چاه از روش ترازیابی تفریقی

۲- اندازه‌گیری عمق سطح ایستابی آب در داخل چاه

۳- بدست آوردن بار هیدرولیکی H یا کم کردن مورد ۲ از ۱

بایستی توجه داشت که هر دو پیزومتر در یک لایه آبدار حفر شود.

▪ برای تعین جهت حرکت عمودی: مقدار کل انرژی ۱ و ۲ اندازه‌گیری می‌شود. در صورتیکه کل انرژی در نقطه ۱ بیشتر از کل انرژی در نقطه ۲ باشد. جریان از نقطه ۱ به ۲ بوده یعنی از بالا به پایین و بالعکس است در این شکل انرژی نقطه ۲ بیشتر از نقطه ۱ است و در نتیجه جریان از پایین به بالا است.



- حرکت افقی آب در لایه آبدار تحت تأثیر عواملی چون: شرایط زمین‌شناسی و نحوه قراگیری لایه‌ها و هیدرولیک یا بار آبی منطقه و همچنین تکتونیک منطقه است.
- آب مسیری را برای حرکت انتخاب می‌کند که کمترین افت انرژی و همچنین راه خروج داشته باشد.
- برای مطالعه حرکت آب یا هر مایع دیگر در محیط متخلخل از قانون دارسی استفاده می‌شود.
- گرادیان هیدرولیک: نسبت $\frac{H۲-H۱}{l}$ را گردیان هیدورلیک گویند.
- وقتی جریان اساساً افقی باشد؛ شیب سطح ایستایی در سفره‌های آزاد و محبوس نمایانگر گرادیان هیدرولیک است.

صورت کلی معادله دارسی: $v = k\frac{dh}{dl}$

- در این فرمول v: سرعت دارسی و k ضریب تناسب است.
- طبق فرمول سرعت جریان آب در محیط‌های متخلخل با افت بار یا افت پتانسیل (H1-H2) نسبت مستقیم و با طول مسیر جریان آب L نسبت معکوس دارد.
- صورت دیگری از معادله دارسی: $Q = KA\frac{dh}{dl}$.
- افت پتانسیل ناشی از اصطکاک آب با محیط متخلخل است و بصورت انرژی گرمایی است.

- ضریب تناسب k در معادله دارسی به مشخصات مواد سازنده لایه آبدار بستگی دارد و به آن ضریب نفوذپذیری یا ضریب تراوایی یا هدایت هیدرولیکی گویند و مقدار آن برای شن، ماسه و گراول بیشتر از رسوبات دانه‌ریز است.
- سرعت دارسی سرعت واقعی آب نیست چون این سرعت، سرعت آب در شرایطی که آب از تمام سطح مقطع عمود برجریان (شامل فضای خالی و بخش‌های جامد) عبور می‌کند را نشان می‌دهد.
- (Va) سرعت واقعی یا سرعت متوسط میان روزنه‌ای حالتی است که فقط سطح مقطع عبوری آب در نظر گرفته می‌شود (Q؛ دبی α؛ تخلخل، A سطح مقطع)

$$Va = \frac{Q}{\alpha . A}, Q = V \times A, Vd = Va \times \alpha$$

- بطور کلی می‌توان گفت سرعت دارسی یک مفهوم ماکروسکوپی دارد حال آنکه سرعت واقعی یک حالت میکروسکوپی داشته و جریان یک مسیر پرپیچ و خم را طی می‌کند.

حدود اعتبار قانون دارسی:

- معادله دارسی تنها در شرایطی که جریان آب از نوع ورقه ای «آرام» باشد اعتبار دارد، در جریان‌های ورقه‌ای افت بارها به طور خطی افزوده می‌شود.
- در نتیجه افزایش سرعت، مولکول‌های آب نامنظم حرکت می‌کنند و آشفتگی‌هایی به وجود می‌آورند که آنرا جریان «متلاطم» می‌گویند و گرداب‌ها یا آشفتگی‌هایی را به وجود می‌آورد؛ اینگونه جریان‌ها فقط در جایی ممکن است ایجاد گردد که فضای خالی و گرادیان هیدرولیک هر دو بزرگ باشند؛ از جمله در سازندهای بسیار متخلخل بازالتی یا آهکی و فواصل خیلی کم از چاه‌ها در حال پمپاژ.
- عدد رینولدز: در مکانیک سیالات تعیین جریان آرام از جریان آشفته (نوع جریان) با این عدد مشخص می‌شود که عددی بدون بعد است و بصورت مقابل بیان می‌شود. $NR = \frac{pvD}{\mu}$
- D: قطر لوله، V: سرعت سیال؛ p: چگالی، μ : گرانروی سیال

- عدد رینولدز، معیاری است که نسبت اینرسی (جرم در سرعت) به نیروی چسبندگی در آب را نشان می‌دهد.
- نسبت $\frac{\mu}{p}$ به نام گرانروی سینماتیک خوانده می‌شود.
- قانون دارسی در $NR\langle 1$ معتبر است و $NR = ۱۰$ ماکزیمم حد بکار بردن جریان در قانون دارسی را نشان می‌دهد.
- در مورد آبهای زیرزمینی اکثراً NR کمتر از یک است و بنابراین قانون دارسی معتبر است.
- یکی از حالاتی که ممکن است قانون دارسی معتبر نباشد در رسوبات دانه‌ریزی مثل رس‌ها است که به دلیل کوچکی و وجود کشش سطحی و شیب هیدرولیکی کم جریان آب در رس‌ها از جریان دارسی انحراف پیدا می‌کند.

نفوذپذیری K:

- نفوذپذیری توانایی یک محیط را برای عبور دادن آب نشان می‌دهد.
- از نظر ابعادی مثل v (طول / زمان) از این رو واحد ضریب نفوذپذیری نیز مثل سرعت، سانتیمتر بر ثانیه یا متر بر ثانیه است؛ در عمل آنرا بر حسب متر بر روز بیان می‌کنند.
- مقدار k در رسوبات و سنگ‌ها به اندازه و تعداد فضاهای خالی و نحوه ارتباط آنها با هم بستگی دارد؛ در رسوبات و سنگ‌های متراکم بستگی به تخلخل ثانویه دارد.
- متداول‌ترین روش‌های اندازه‌گیری k: ۱- روش فرمولی ۲- روش آزمایشگاهی ۳- آزمایش چاه اوگر ۴- ردیابی ۵- آزمایش پمپاژ
- در روش آزمایشگاهی به ۲ طریق؛ بار ثابت و تراواسنجی با بار افتادن انجام می‌گیرد.
- روش بار ثابت: آب ساز زیر نمونه وارد شده و پس از گذشتن از نمونه جمع آوری می‌شود. هدایت هیدرولیکی در این روش از فرمول: $k = \frac{V \times L}{A \times H \times t}$ به دست می‌آید. (v: حجم خروجی آب، L: ارتفاع نمونه، H: فاصله قائم بین ۲ سطح آب ورودی و آب روی نمونه، T: فاصله زمانی، A: سطح مقطع نمونه).

روش بار افتان: ابتدا کل لوله با آب پر می‌شود و سپس از طریق سیلندر از داخل نمونه گذشته و جمع‌آوری می‌شود و

با استفاده از این فرمول محاسبه می‌شود:

$$k=\frac{r^{۲}{}_{t}\times l}{r^{۲}{}_{c}\times t}h۱\frac{h۱}{h۲}$$

نفوذپذیری ذاتی یا نفوذپذیری ویژه: $\left(k=\frac{cd^{۲}pg}{\mu}\right)$ در این فرمول p,μ ازتوابع مایع و cd^2 فقط از توابع محیط متخلخل است.

(μ ویسکوزیته مطلق، c ضریب نسبت، p دانسیته مایع و g شتاب ثقل و cd^2 هدایت هیدرولیکی است).

- دیمانسیون نفوذپذیری ذاتی (m_2L_2) است.
- تراوایی ذاتی فقط تحت تاثیر فاز جامدی می باشد.

روش فرمولی: رابطه بین ضریب آبگذری و خواص محیط متخلخل $K=F_sF_aD^{۲}$

Fs فاکتور شکل دانه، Fa فاکتور تخلخل، d^2 قطر مشخصه خواص خاک، این فرمول برای ذرات هم اندازه است و در طبیعت عملاً کاربردی ندارد.

روش ردیابی: دراین روش زمان لازم برای انتقال یک ردیاب از یک چاهک به چاهک دیگر اندازه‌گیری می‌شود. سپس با توجه به سرعت متوسط میان روزنه‌ای ردیاب می‌توان K را اندازه‌گیری نمود.

برای اینکار ابتدا بایستی سرعت متوسط جریان آب بین ۲ نقطه را بدست آورد و سپس با داشتن گرادیان هیدرولیک و تخلخل متوسط سفره بین ۲ نقطه با استفاده از فرمول بدست آورید.

$$K=\frac{V_a\times a\times d\times l}{dh}$$

Va سرعت واقعی، aتخلخل، L: طول مسیر

$$K=\frac{a\times L^{2}}{h\times t}$$

- از ردیاب‌ها علاوه بر اندازه‌گیری K در مسیر حرکت، ارزیابی سرعت آبهای زیر زمینی، سن منشاء، محل تغذیه و همچنین مطالعه حرکت آلاینده‌های آبهای زیرزمینی مورد استفاده قرار می‌گیرد.
- موادی که به طور طبیعی در آبهای زیرزمینی وجود دارند و بعنوان ردیاب‌های محیطی مورد استفاده قرار می‌گیرند؛ شامل: ایزوتوپ‌های کربن ۱۴، تریتیم، دوتریم و اکسیژن ۱۸ و غیره است.

معایب این روش: ۱- سرعت کم حرکت و طولانی شدن آزمایش

۲- زیاد بودن تعداد چاهک‌های احداثی و مقرون به صرفه نبودن

۳- مطبق بودن لایه‌ها ۴- لزوم برآورد تخلخل و مشکل بودن اندازه‌گیری تخلخل.

- ردیاب‌های متداول: فلوئورسین سدیم و نمک‌ها مثل نمک طعام (ساده، ارزان و بی خطر هستند اما توسط رس‌ها ممکن است جذب شوند)

ویژگی‌های یک ردیاب مطلوب:

۱- به آسانی قابل آشکارسازی باشد ۲- در مقادیر کم بکار رود ۳- خصوصیات هیدرولیکی لایه را تغییر ندهند ۴- به وسیله محیط متخلخل جذب نشود ۵- با آبهای طبیعی واکنش و رسوب ندهد ۶- در لایه‌های آبدار به مقدار زیاد وجود نداشته باشد ۷- سمی نباشد و موجب آلودگی لایه آبدار نشود ۸- ارزان و در دسترس باشد ۹- اگر از نوع رادیواکتیوی است نیمه عمر مفیدی داشته باشد.

چند ماده و روش ردیابی:

۱- رنگ سنجی (رنگ‌های آلی، نمک‌های انحلال پذیر کرمات و ...).

۲- تجزیه شیمیایی (نمک‌های محلول کلرید، بوراکس، اسید بوریک، سولفات مس).

۳- هدایت الکتریکی (هر نوع الکترولیت قوی).

۴-تشعشعات هسته ای (برم ۸۲ کبالت ۶۰ فسفر ۳۲، روبیدیم ۸۶).

۵- طیف نگار جرمی (هلیم، دوتریم، اکسیژن ۱۸).

روش چاه اوگر:

در این روش یک چاهک به قطر ۲۰-۱۰ سانتیمتر و به عمق حدود ۶ متر احداث می‌شود و سپس بوسیله ظرف خاصی آب داخل چاهک تخلیه می‌شود و سطح ایستایی افت می‌کند و بتدریج با پر شدن چاهک افت جبران می‌شود.

با اندازه‌گیری عمق سطح آب در زمان‌های مختلف؛ نمودار عمق بر حسب زمان رسم می‌شود و با استفاده از شیب نمودار، K محاسبه می‌شود.

- مزیت این روش در سادگی و عمق کم آن است.
- معایب این روش: ۱- K در یک محدوده کوچکی که در مجاور چاهک است اندازه‌گیری می‌کند ۲- بایستی H یا (ارتفاع سطح ایستابی از سطح مبنا) را بدانیم.
- این روش برای مواردی که با طراحی زهکش‌ها سرو کار داریم بسیار کاربردی است.

آزمایش پمپاژ:

یکی از قابل اعتمادترین متدها برای اندازه‌گیری K است؛ این روش در نزدیکی چاه پمپاژ یک چاه مشاهده‌ای حفر می‌شود و طی زمان پمپاژ افت آب در چاه مشاهده‌ای حفر شده اندازه‌گیری می‌شود و زمان مربوط به این اندازه‌گیری از شروع پمپاژ بعنوان داده‌های زمان افت ثبت می‌شود و با استفاده از فرمول K محاسبه می‌گردد.

نفوذ پذیری قائم و افقی:

با توجه به اینکه مواد رسوبی کمتر به صورت کروی کامل هستند؛ ذرات در زیر آب از طرف پهن خود ته نشین می‌شود این ذرات ممکن است کمی به طرف بالا در جهت جریان آب، کج شده که به این گونه آرایش «ساخت فلسی» گویند.

- ساخت فلسی غالباً در رسوبات دانه درشت دیده می‌شود.

- در رسوبات با ساخت فلسی مولکول‌های آب در جهت قائم پرپیچ و خم‌تر از جهت‌های افقی است.
- در نتیجه K در جهت قائم Kz کمتر از Kx در جهت افقی است؛ در حالتی که K در جهات مختلف یکسان نباشد «آنیزوتروپ» و در حالتی‌که K در تمام جهات یکسان نباشد «ایزوتروپ» خوانده می‌شود.
- حالت «آنیزوتروپی» در رسوبات آبرفتی بیشتر به صورت یک قاعده است.
- در لایه‌های آبرفتی ناهمسویی به ۲ دلیل عمده حاصل می‌شود: ۱- ذرات در حین ته نشینی تمایل دارند که با سطوح پهن خود نهشته شوند ۲- در طبیعت در بسیاری موارد لایه‌هایی داریم که بر روی یکدیگر قرار گرفته‌اند ولی K آنها یکسان نیست.
- مقدار $\frac{Kx}{Kz}$ همیشه بزرگتر از یک میطباشد و در بسیاری موارد بین ۱۰-۲ متغیر است؛ اگر در لایه آبدار رس موجود باشد؛ این نسبت بالاتر خواهد بود.
- اگر مقدار K در یک سازند زمین‌شناسی مستقل از مکان باشد به آن سازند هموژن و اگر وابسته به مکان باشد و در نقاط مختلف متفاوت باشد هتروژن گفته می‌شود.
- اگر مقدار K مستقل از جهت اندازه‌گیری در یک نقطه از یک سازند باشد به آن ایزوتروپ یا ناهمسانگرد و اگر مقدار k در جهات مختلف متفاوت باشد؛ آنیزوتروپ یا ناهمسو گویند.
- انواع هتروژنی عموماً به ۲ دسته تقسیم می‌شوند.

۱- لایه‌ای: در این صورت هر کدام از لایه‌ها هموژن بوده ولی در مجموع تشکیلات زمین‌شناسی هتروژن است، این حالت عموماً در سنگ‌های رسوبی و ته نشست‌های دریایی ایجاد می‌گردد، مثال این حالت سیستم (الیفر - اکیترد) است.

۲- هتروژنی روندی: این نوع هتروژنی ممکن است در هر نوع سازندی مشاهده شود ولی معمولاً در سازنده‌هایی مثل دلتاها، مخروط افکنه‌ها و رسوبات یخچالی مشاهده می‌شود.

- اگر جریان افقی در حالت آنیزوتروپی در لایه‌های متفاوت اتفاق بیافتد؛ گرادیان هیدرلیکی (i) در تمام لایه‌ها یکسان خواهد بود، اگر (i) یکسان نباشد آنگاه در طول سطوح مشترک بین لایه‌ها اختلاف بار فشار وجود خواهد داشت که در یک جریان افقی غیر ممکن است.

جریان q در لایه افقی در واحد عرض، طبق قانون دارسی به صورت زیر بیان می‌شود:

$$q = iKz۱$$

ضریب نفوذپذیری میانگین سازند در جهت قائم:

$$kz = \frac{z۱+z۲+...+zn}{\frac{z۱}{K۱}+\frac{z۲}{K۲}+....+\frac{zn}{Kn}}$$

حرکت عمودی آب در لایه‌های عمودی مانند حرکت افقی در لایه‌های افقی بوده و حرکت افقی در لایه‌های عمودی مانند حرکت عمودی در لایه‌های افقی است.

ضریب نفوذپذیری میانگین سازند در جهت افقی

$$kx=\frac{k۱z۱+k۲z۲+k۳z۳+...+knzn}{z۱+z۲+z۳+...+zn}$$

ضریب آبگذری: پارامتری است که قابلیت عبور آب را در تمام ضخامت لایه آبدار نشان می‌دهد حاصلضرب نفوذپذیری در ضخامت سفره را ضریب آبگذری گویند که با نماد (T) نمایش داده می‌شود.

$$T=D\times K$$

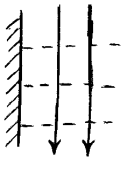
$$Q=WTi$$

- D ضخامت سفره، K ضریب نفوذپذیری
- W عرض لایه، T ضریب آبگذری i شیب هیدرولیکی
- ضریب آبگذاری علاوه بر نفوذپذیری با ضخامت لایه آبدار نیز بستگی دارد.
- مقدار T در لایه‌های آبدار آزاد و محبوس با آزمون پمپاژ چاه‌ها تعیین می‌شود.

- مقدار T عبارتست از $\frac{L^2}{t}$ و واحد T معمولاً متر بر روز است.
- نقشه تراز آب زیر زمینی: شامل نقشه تراز سطح ایستابی و پیزومتریک است با استفاده از چاه‌های مشاهده‌ای در رسم این نقشه‌ها فرض می‌شود لایه اساساً در جهت افقی است و بنابراین سطوح هم پتانسیل قائم هستند.
- هرچه یک چاه تا عمق کمتری در زیر سطح ایستایی نفوذ کند؛ تراز آب درون چاه بهتر می‌تواند نمایانگر ارتفاع سطح ایستایی واقعی باشد.
- برای سفره‌های تحت فشار بایستی مطمئن باشیم که پیزومترها تا سفره مورد نظر نفوذ کرده باشد و آب سفره‌های دیگر وارد آنها نشود. این نقشه‌ها را «ایزوپیز» می‌خوانند.
- در نقشه‌های هم پتانسیل جریان به صورت ۲ بعدی در نظر گرفته می‌شود، شبکه دو بعدی از ترسیم خطوط جریان و خطوط هم پتانسیل بوجود می‌آید، خطوط جریان یکدیگر را قطع نمی‌کنند.
- این خطوط بر هم عمودند و مربع‌های کوچکی را تشکیل می‌دهند.

در یک محیط هموژن و ایزوتروپ که به طور کامل اشباع شده است؛ سه نوع مرز برای یک جریان دائمی می‌تواند وجود داشته باشد.

۱- مرز نفوذ ناپذیر: هیچ جریانی از این مرز عبور نمی‌کند، خطوط جریان مجاور لایه غیر قابل نفوذ بایستی موازی با آن باشد و خطوط هم پتانسیل بایستی عمود بر این مرز باشد؛ مانند وجود یک لایه رس که هیچ جریانی از آن نمی‌گذرد. $\frac{dh}{dx}=0$



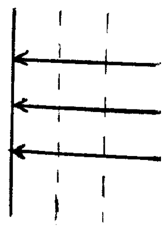
(i)

خطوط ممتد در این شکل نشاندهنده خطوط جریان و خطوط فاصله‌دار نشاندهنده خطوط هم پتانسیل است.

۲- مرز با بار ثابت: در این مرز بار هیدورلیکی ثابت بوده و بعنوان خط هم پتانسیل می‌باشد، خطوط جریان بایستی عمود بر مرز باشد و خطوط هم پتانسیل موازی با مرز است. $h=c$ مانند مرزهای آبی که ارتفاع آب ثابت است مانند دور تا دور یک دریاچه.

۳- مرز با سطح آزاد آب: در این نوع مرز آب نه خط جریان است نه خط هم پتانسیل و بطور ساده یک خط متغیر بنام head می‌باشد. این نوع مرز در مواردی رخ می‌دهد که جریان عمودی نداشته باشیم

- از بررسی بخشی از شبکه جریان در شکل مقابل شیب هیدرولیکی را می‌توان به صورت $i=\frac{dh}{ds}$ و جریان ثابت q بین دو خط مجاور (ضخامت واحد در نظر گرفته شده) $q = k\frac{dh}{ds}.dm$ با توجه به مربع بودن شبکه جریان $q=K.dh$ با توجه به اینکه کاهش بار کل مابین ۲ خط جریان به n مربع تقسیم شده $.dh=\frac{H}{h}$


(۲)


(۳)

- اگر کل جریان به m لوله یا کانال تقسیم شده باشد در نهایت می‌توان نوشت $Q=\frac{m}{n}TH$ که در این فرمول n: تعداد کانال‌های هم پتانسیل و m: تعداد کانال‌های جریان، T: ضریب قابلیت انتقال H: کل کاهش بار در طول منطقه جریان می‌باشد.

برای مثال در شکل مقابل

M= 13, n= 3 H= -30-(-60)=۳۰

- منطقه مابین دو خط جریان همجوار را کانال یا لوله جریان می‌نامند؛ اگر فواصل خطوط مساوی قرار داده شود، مقدار دبی لوله‌های جریان با همدیگر مساوی خواهد شد.

- معمولاً منحنی میزان‌های محدب تغذیه و منحنی میزان‌های مقعر محل تخلیه آبهای زیرزمینی را نشان می‌دهد.

تفسیر نقشه های تراز

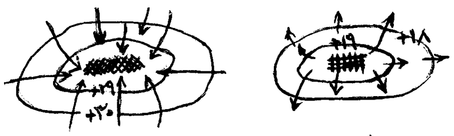
۱) جهت جریان در هر نقطه برخطوط تراز عمود است؛ بار انرژی یا پتانسیل سیال در هر نقطه در سطح ایستایی یا پیزومتریک تقریباً برابر با $H = \frac{p}{y} + z$.

فشار در سطح ایستایی برابر صفر در نظر گرفته می شود در نتیجه H=Z است.

۲) دبی در واحد عرض سفره عبارتست از q=Ti و گرادیان هیدرولیک را می‌توان از روی نقشه تراز با استفاده از رابطه $i = \frac{H2 - H1}{L}$ یا (اختلاف ارتفاع / فاصله خطوط تراز) می‌توان محاسبه کرد و با معلوم بودن ضریب نفوذ پذیری، سرعت جریان نیز با استفاده از رابطه V=Ki قابل محاسبه است.

۳) تشخیص مناطق تغذیه و تخلیه

الف) مناطق تخلیه: هنگامی که خطوط هم پتانسیل بصورت دوایر متحدالمرکز که انرژی خطوط بیرونی به سمت درونی کاهش می‌یابد؛ منطقه تخلیه را مشخص می‌سازد.



(ب) (الف)

تخلیه در آبهای زیرزمینی در ۲ حالت کلی ممکن است رخ دهد:

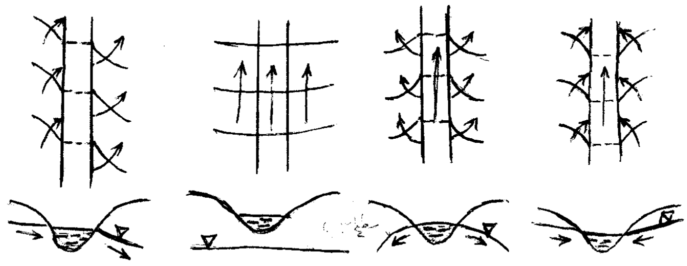
۱- پمپاژ بوسیله چاه ۲- تخلیه از سنگ کف (در اثر گسل یا عوامل دیگر)

ب) مناطق تغذیه: در مناطق تغذیه خطوط هم پتانسیل بصورت دوایر متحدالمرکز هستند و مقدار انرژی از دوایر درونی به بیرونی کاهش می‌یابد؛ در ۲ حالت اتفاق می‌افتد: ۱- تغذیه از سطح زمین ۲- تغذیه از سنگ کف.

ارتباط آبهای سطحی با سفره‌های زیر زمینی

وقتی خطوط جریان از یک رودخانه دورشوند نشانه این است که رودخانه لایه آبدار را تغذیه می‌کند (رود دهنده) و چنانچه جریان به سمت رودخانه باشد رودخانه آب زیرزمینی را زهکشی می‌کند.

- با تغییر تراز آب، رودخانه ممکن است به یک روددهنده یا به عکس تبدیل شود.



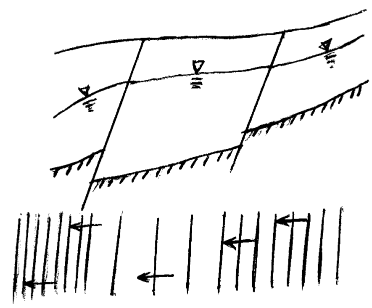
گرادیان هیدرولیک ممکن است در جهت جریان آب زیرزمینی افزایش یا کاهش پیدا کند. در صورت نبودن منابع تغذیه این موضوع نتیجه تغییرات ضخامت لایه آبدار یا ضریب نفوذپذیری یا هر دو عامل است:

با افزایش فاصله خطوط تراز مقدار نفوذپذیری K افزایش می یابد $\frac{k۱}{k۲}=\frac{i۱}{i۲}$

اگر فاصله خطوط تراز یکسان باشد و فاصله خطوط جریان بیشتر باشد مقدار k کاهش می‌یابد $\frac{K۱}{K۲}=\frac{W۲}{W۱}$

با توجه به فرمول $Q=w۱v۱=w۲v۲$ w: فاصله خطوط جریان

$w۱k۱i۱=w۲k۲i۲$ i: فاصله خطوط تراز $\frac{K۱}{K۲}=\frac{w۲i۲}{W۱i۱}$



۶- سطوح و زون‌های نفوذناپذیر (مثل یک گسل یا یک زون رسی) باعث می‌شود که خطوط جریان جهت خود را عوض کنند؛ اگر مرزهای سفره از سازند نفوذناپذیری تشکیل شده باشد؛ چون هیچ جریانی از چنین سازندی عبور نمی‌کند، بنابراین خطوط جریان موازی مرزهای سفره است.

۷- سطوح ایستایی در طرفین یک گسل نفوذناپذیر ممکن است در ترازهای مختلفی قرار گرفته باشد؛ یک مرز نفوذناپذیر یک خط جریان نیز بحساب می‌آید؛ اگر زون گسلی نیمه تراوا باشد، آب ممکن است از آن عبور کند که نشانه آن یک افت بار موضعی در جهت عمود بر گسل است.

۸- خط تقسیم آب زیرزمینی (آب پخشان) خطی است در سطح افق که حوضه را به بخش‌هایی تقسیم می‌کند؛ این خط از نظر مطالعات آلودگی اهمیت دارد.

- نکاتی که بایستی در ترسیم نقشه تراز رعایت شود عبارتست از:

۱- در دو سوی منابع سطحی که با لایه ارتباط هیدرولیکی دارد؛ نباید درون‌یابی انجام گیرد.

۲- باید توجه داشت که گسل‌ها به عنوان سدهای هیدرولیکی در نظر گرفته می‌شود وطرفین گسل را باید جداگانه در نظر گرفت.

۳- به مناطق تحت تأثیر بهره برداری زیاد یاتغذیه مصنوعی بایستی توجه شود.

۴- پرهیز از درون‌یابی نقاط خیلی دور از هم.

۵- اطمینان از اینکه سطح آب درون چاه‌ها نمایانگر سطح ایستابی یا پیزومتریک باشد.

۶- سطح آب درون قنات‌ها نباید به‌عنوان سطح ایستابی در نظر گرفته شود.

- برآورد K و T با استفاده از نقشه: دانستن این ضرایب از لحاظ تعین بهترین نقاط برای حفر چاه و بهره‌برداری از آبهای زیرزمینی اهمیت زیاد دارد.
- اندازه‌گیری این ضرائب از طریق آزمون پمپاژ چاه‌ها صورت می‌گیرد.
- با فرض ایزوتروپ بودن لایه خطوط جریان عمود بر خطوط هم پتانسیل رسم می‌شود و یک شبکه جریان به وجود می‌آید.

رابطه بین فاصله خطوط جریان w و خطوط پتانسیل L و ضریب آبگذری و هدایت هیدرولیکی به طور کلی عبارتست از:

$$TB=\frac{LBWA}{LAWB}\times TA$$

$$KB = \frac{LBWA}{LAWB} \times KA$$

T با فاصله خطوط هم پتانسیل L متناسب است و T با فاصله خطوط جریان w نسبت عکس دارد.

k با فاصله خطوط هم پتانسیل L متناسب است و با خطوط جریان نسبت عکس دارد.

سیستم‌های هتروژن و قانون تانژانت:

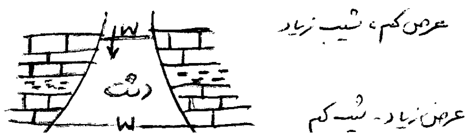
- وقتی خطوط جریان از مرز زمین‌شناسی بین دو سازند با مقدار هدایت هیدورلیکی متفاوت عبور می‌کنند، همانند انکسار نور رفتار می‌کند، اگر چه انکسار در جریان آبهای زیرزمینی به جای سینوس از قانون تانژانت تبعیت می‌کنند.

قانون تانژانت ←
$$\frac{\tan g\theta ۱}{\tan g\theta ۲} = \frac{K۱}{K۲}$$

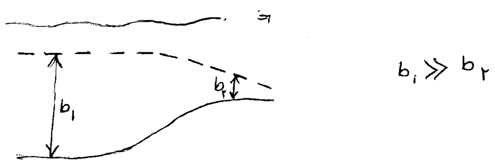
در یک سیستم اکیفر - اکی ترد با نفوذپذیری ثابت ۲ برابر یا بیشتر، روند خطوط جریان در اکیفر بطور افقی و در آکیترد بصورت عمودی است. ساختن سیستم جریان بصورت مربع‌های کوچک در سازندهای هتروژن، امکان پذیر نیست و اگر در یکی بصورت مربع درآید در سازند دیگر بصورت مستطیل خواهد بود.

علل تغییرات عمده شیب هیدرولیکی:

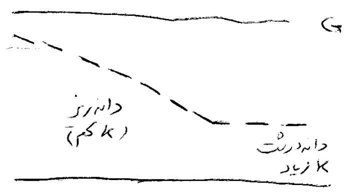
۱- مقدار w افزایش قابل توجهی یافته و مقدار D,K ثابت باشد.



۲- مقدار W,K تقریباً ثابت، اما مقدار D بطور قابل توجهی افزایش یابد.

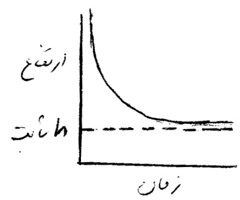


۳- W, K ثابت باشند و لیکن مقدار k به طور قابل توجهی افزایش یابد.



۴- ممکن است هرسه پارامتر تغییر کرده باشد که در کل باعث کاهش شیب هیدرولیکی خواهد شد.

- هیدروگراف چاه: عبارتست از نموداری که تغییرات سطح سفره آب را نسبت به زمان نشان می‌دهد از جمله مواردی که می‌توان با هیدروگراف چاه مشخص نمود: چگونگی تخلیه آب زیر زمینی، تأثیرات تغذیه طبیعی یا مصنوعی است.
- در صورتیکه هیدورگراف چاه به صورت روبرو باشد با گذشت زمان سرعت پایین افتادن سطح آب مرتباً کاهش می‌یابد بنابراین پمپاژ بی‌رویه نبوده و جای نگرانی نیست.



- هیدروگراف واحد دشت: عبارتست از تغییرات ارتفاع متوسط با سطح سفره آب در یک دشت.
- برای ترسیم این هیدروگراف بایستی H را در ماه‌های مختلف در مقابل زمان رسم می‌کنیم.
- ($a1$: مساحت چاه، A1: مساحت کل دشت، hf: ارتفاع آب چاه در هر ماه) $H=\sum \frac{a1}{A1}\times hf$

کاربرد هیدروگراف واحد دشت عبارتست از:

۱- محاسبه تغییرات حجم آب درلایه آبدار در یک فاصله زمانی مشخص

۲- تعیین دوره‌های ماکزیمم و مینیمم سطح آبهای زیرزمینی

۳- مشخص نمودن تغییرات سطح سفره آب در یک دوره دراز مدت

فصل چهار: هیدرولیک چاه و آزمایش پمپاژ

- ضریب نفوذپذیری K ضریب آبگذری T و ضریب ذخیره یا آبدهی ویژه S مشخص کننده خصوصیات هیدرولیکی لایه‌های آبدار است که ضرائب هیدرودینامیکی نیز نامیده می‌شود.
- پیش‌بینی درست حرکت آب زیرزمینی قبل از هر چیز به دقیق برآورد کردن پارامترهای هیدورلیکی سفره بستگی دارد.
- قابل اعتمادترین و مهم‌ترین روش تعیین ضرائب هیدرودینامیکی «آزمون پمپاژ» است.

پیش‌بینی دبی در چاه برای تعیین چگونگی بهره‌برداری از آن، از قبیل موتور پمپ مناسب و عمق قرار دادن پمپ لازم است.

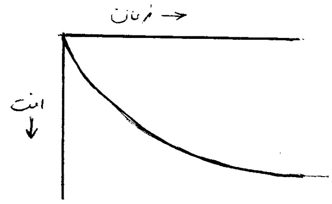
سطح ایستابی به ۲ دسته تقسیم می شود:

۱- سطح ایستابی استاتیک یا ثابت یا ایستا: سطح ایستابی قبل از پمپاژ آب

۲- سطح ایستایی دینامیکی یا پویا: سطح ایستابی که بعد از پمپاژ آب در اطراف چاه پمپاژ داریم در این حالت افت به حالت تعادل می‌رسد

- افت: فاصله بین ۲ سطح ایستابی در قبل و بعد از پمپاژ در هر نقطه را افت در آن نقطه در نظر می‌گیرند که با s یا h نشان داده می‌شود. اگر مقادیر افت را در نقاط مختلف بهم وصل کنیم، منحنی افت حاصل می‌شود.
- هر چه مقدار آبکشی بیشتر باشد؛ بر مقدار مخروط افت نیز افزوده می‌شود، هرچه از چاه آبکشی دورتر شویم مقدار افت سطح ایستابی یا پیزومتریک کمتر می‌شود.
- هر چه به چاه نزدیک شویم گرادیان هیدرولیک و در نتیجه سرعت آب بیشتر می‌شود.
- سطح ایستابی یا پیزومتریک به صورت یک فرورفتگی مخروطی شکل است که راس آن در چاه و قاعده آن در سطح ایستابی واقع است که به این فرورفتگی «مخروط افت» گویند.
- رشد مخروط افت تا جایی ادامه دارد که دبی پمپاژ معادل تخلیه طبیعی لایه آبدار شود.
- حد منطقه‌ای که سطح مخروط افت با سطح ایستابی یا پیزومتریک اولیه مماس شود «منطقه یا دایره تأثیر» و شعاع این منطقه را شعاع تأثیر گویند که با «re» نشان می‌دهند.

- هر چه ضریب آبگذری T کمتر باشد؛ افت در چاه بیشتر و شیب مخروط افت بیشتر است و به عکس هر چه T بیشتر باشد و عمق مخروط افت کمتر خواهد بود.
- هر چه s کمتر باشد گسترش افقی کمتر و هر چه s بیشتر باشد گسترش افقی زیاد می‌شود.
- بعلت گسترش مخروط افت محل نصب پمپ بسیار اهمیت دارد.
- هر چه دبی پمپاژ بیشتر شود گسترش عمقی و عرضی مخروط افت بیشتر می‌شود.
- هر چه زمان پمپاژ بیشتر باشد، مخروط افت گسترش بیشتری خواهد داشت.



اختلاف مخروط افت در لایه های آبدار آزاد و محبوس:

۱- لایه آبدار آزاد، مخروط افت بصورت حقیقی وجود دارد، در مخروط محبوس افت مجازی است.

۲- در لایه آبدار آزاد، در محدوده مخروط افت لایه غیراشباع شده؛ در حالیکه در لایه محبوس در محدوده مخروط افت، فقط فشار کم شده است.

معادلات جریان‌های شعاعی در اطراف چاه‌ها: در ۲ حالت ماندگار (شرایط تعادلی که هیچ تغییری نسبت به زمان رخ نمی‌دهد) و غیرماندگار (محاسبه افت سطح ایستابی یا پیزومتریک نسبت به زمان) بررسی می‌شود.

فرضیاتی که معادلات جریان‌های شعاعی دائمی بر اساس آن استوار است؛ در لایه آبدار آزاد محبوس:

۱- مقدار Q ثابت باشد

۲- چاه تمام ضخامت لایه آبدار را قطع کرده

۳- لایه آبدار همگن وایزوتروپ باشد

۴- شیب خط پیزومتری اندک باشد (سطح پیزومتری تقریباً افقی باشد).

۵- جریان پایدار و ۲ بعدی باشد

با در نظر گرفتن شرایط پایدار می‌توان رابطه پیوستگی را در نهایت به این صورت نوشت: $r_1v_1=r_2v_2$

هر چه به چاه نزدیک شویم r کم می‌شود بنابراین باید به سرعت v زیاد شود با توجه به همگن فرض کردن لایه‌ها $r_1i_1=r_2i_2$ بنابراین هرچه به چاه نزدیک شویم شیب هیدرولیکی زیاد می‌شود.

بنابراین هر چه به چاه نزدیک شویم شیب هیدرولیکی زیاد می‌شود

$$Q=K2\pi rD\frac{dh}{dr}$$

$$\frac{Q}{2\pi bk}=r\left(\frac{dh}{dr}\right)$$

پس از انتگرال‌گیری بین ۲ نقطه که در فواصل مختلف از چاه قرار دارند، داریم:

معادله تعادل $$Q=\frac{2\pi T(h_2-h_1)}{\ln(r_2/r_1)}$$

اگر ارتفاع سطح آب درداخل چاه و سطح پیزومتریک مجاور یکسان باشد:

$$Q=\frac{2/73T(h_2-h_1)}{\log(r_2-r_1)} \qquad h0-hw=\frac{Q}{2\pi T}Ln\frac{r0}{rw} \longleftarrow$$

کاربرد معادله تعادل:

۱- محاسبه Q ۲- محاسبه T,K ۳- محاسبه شعاع موثر چاه (re)

نکته: هر جریان پایدار Q ثابت دارد اما هر Q ثابتی الزاماً دلیل بر پایدار بودن جریان نیست.

- جریان شعاعی پایدار در داخل لایه آبدار آزاد (فرضیات)

۱- جریان (هم Q ثابت، هم مخروط افت با زمان تغییر نکند)

۲- لایه آبدار همگن و ایزوتروپ باشد

۳- لایه آبدار تا بی نهایت ادامه داشته باشد

۴- شیب سطح ایستایی خیلی زیاد نباشد

۵- چاه تمام ضخامت لایه آبدار را قطع کند

- در لایه آزاد هر چه به چاه پمپاژ نزدیک شویم فرضیه نامعقول‌تر می‌شود.
- سطح مقایسه در لایه آبدار آزاد همیشه بایستی کف لایه آبدار باشد ودرلایه آبدار آزاد تا جائیکه امکان دارد نباید از اطلاعات چاه پمپاژ استفاده کرد.
- در لایه آبدار آزاد به جای D در فرمول حالت محبوس، ارتفاع سطح ایستایی از مرز پایین لایه آبدار قرار داده می‌شود با انتگرال‌گیری وتبدیل لگاریتم به اعشار برای لایه‌های آزاد این فرمول را می‌توان بکار برد.

$$Q=\frac{1/36K\left(h_2^{2}-h_1^{2}\right)}{\log(r2-r1)},T=\frac{0/366Q}{S1-S2}\log\left(r2/r1\right)$$

کاربرد این معادله:

۱- محاسبه T ۲- محاسبه شعاع موثر ۳- رسم منحنی افت

- در لایه آزاد حتی اگر چاه‌ها بخوبی تجهیز شده و لولهطگذاری مناسب باشد با این وجود ارتفاع سطح آب در چاه درحال آبکشی همواره کمتر از ارتفاع سطح ایستایی مجاور چاه است.
- جریان شعاعی ناپایدار به سمت یک چاه در لایه محبوس: در این حالت ۲ پارامتر افزون بر حالت قبل (پایدار) وجود دارد.

۱- زمان پمپاژ (T).

۲- ضریب ذخیره (S).

تساوی دیفرانسیل در این حالت معادله لاپلاس نامیده می‌شود

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{dh}{dr}=\frac{s}{T}\frac{dh}{dt}$$

T: زمان شروع پمپاژ، s: ضریب ذخیره، r: فاصله از چاه پمپاژ

د رحالت ۲ بعدی به این صورت در می‌آید

$$\frac{\partial^{۲} h}{\partial r^{۲}}+\frac{۱}{r}+\frac{\partial h}{\partial r}=\frac{s}{T}\frac{\partial h}{\partial t}$$

تایس بر اساس مقایسه جریان هدایت گرمایی با جریان آب زیرزمینی به رابطه‌ای دست یافت، خلاصه این معادله به این طریق نمایش داده می‌شود. $T=\frac{QW(u)}{۴\pi\Delta h}$ در این معادله u و W(u) بدون بعد هستند و $u=\frac{r^{۲}s}{۴Tt}$ است و s: متغیر صحرایی و w(u) متغیر تئوریک، $\frac{Q}{۴\pi T}$: مقدار ثابت است.

شرایط معادله تایس:

۱- لایه آبدار همگن وهمسو و تا بی نهایت ادامه داشته باشد.

۲- چاه تا انتهای لایه آبدار فرو رفته باشد.

۳- شیب پیزومتری کم باشد و Q ثابت باشد.

۴- کاهش head باید به محض شروع پمپاژ در داخل لایه آبدار رخ دهد.

۵- حجم آب ذخیره شده در داخل چاه ناچیز ذخیره باشد، بطوریکه بتوان از ذخیره آب داخل چاه چشم پوشی کرد.

۶- راندمان چاه پمپاژ صد درصد باشد.

۷- جریان ورودی به چاه خطی باشد.

با پیشنهاد ژاکوب و کوپر فرمول در نهایت به این صورت در آمد.

$$S=\frac{۲/۲۵Tt_{۰}}{r^{۲}},T=\frac{۲/۳Q}{۴\pi\Delta h},\Delta h=\frac{۲/۳Q}{۴\pi T}\log\frac{۲/۲۵Tt_{۰}}{r^{۲}S}$$

(t_0: زمانی که مخروط افت به چاه پیزومتری رسیده است)، Δh: تغییرات افت

- منحنی افت - زمان بصورت لگاریتم یک خط مستقیم را تشکیل می‌دهد.

- درمورد لایه‌های آبدار آزاد در خلال پمپاژ با پایین رفتن سطح ایستابی مقدار T نیز همراه با t,r تغییر می‌کند، به علاوه مولفه قائم جریان نیز ممکن است در نزدیک چاه بزرگ شود.
- در صورتیکه مقدار افت Δh در مقایسه با ضخامت سفره کم باشد روش تیس و ژاکوپ را می‌توان برای سفره آزاد هم بکار برد.
- به منحنی افت si در مقابل $\frac{r^{۲}}{t}$ منحنی پمپاژ گویند.

حل معادله تایس به روش chow: در این روش نیاز به انطباق منحنی‌ها نیست از تابع چاه پارامترهایی حذف نشده.

در این روش مقادیر افت s در مقابل t بر روی یک دستگاه نیمه لگاریتمی رسم می‌شود.

$$S_A = \frac{Q}{۴\pi T} W(u)_A$$

هدف از آزمایش پمپاژ:

۱- تعیین خواص هیدرولیکی سفره مثل K,S,T

۲- تعیین نوع سفره و طبیعت آن (آزاد، تحت فشار یا نشتی بودن آن) وشرایط داخل سفره مثل مرزها و...

- از روی داده‌های حاصل از آزمایش پمپاژ چاه، می‌توان نوع پمپ، موقعیت پمپ، ارزش دراز مدت پمپاژ، نیاز برای توسعه بیشتر چاه و چگونگی طراحی و لوله‌گذاری چاه رامی‌توان تعیین کرد.
- افت در چاه پمپاژ بر اثر ۲ عامل مهم: ۱- افت براثر برداشت یا بهره‌برداری از سفره و ۲- بر اثر جریان متلاطم به چاه ایجاد می‌شود.
- افت کلی در چاه را می‌توان از فرمول $S=BQ+CQ^n$ که د راین فرمول S: افت کلی چاه و Q: مقدار برداشت از چاه است C,B مقادیر ثابت هستند که بستگی به نوع چاه و مساحت چاه دارند.
- BQ: افت سفره، CQ^n: افت چاه (بر اثر عبور آب ازشبکه‌های لوله جدار) هستند.
- دریک چاه ایده آل با راندمان صددرصد مقدار c برابر صفر است و در نتیجه افت چاه نداریم.

داده‌های حاصل از چاه پمپاژ:

۱- زمان - افت (از اندازه‌گیری افت سطح آب در چاه با گذشت زمان به دست می‌آید)

۲- فاصله - افت (از اندازه‌گیری افت سطح آب در چاه‌های آزمایش و چاه پمپاژ به دست می‌آید)

شرایط چاه مشاهده‌ای:

۱- چاه مشاهده‌ای نباید فقط در یک طرف چاه قرار گیرد. ۲- فاصله این چاه‌ها از چاه پمپاژ نباید یکسان باشد

۳- محل چاه مشاهده‌ای بایستی از لحاظ هیدرولوژی محل وزمین‌شناسی محل ارزیابی می‌گردد.

در آزمایش پمپاژ اولین برداشت‌ها با زمان کم صورت می‌گیرد چون افت زیاد است ولی با گذشت زمان و با کم شدن افت فاصله زمانی زیاد می‌شود.

جریان غیر دائمی در سفره نشتی:

- وقتی از سفره نشتی پمپاژ صورت گیرد آب هم از سفره و هم از بخش اشباع لایه نیمه نفوذپذیر بالایی برداشت می‌شود.
- پایین آمدن سطح پیزومتریک در اثر پمپاژ، یک شیب هیدرولیکی در الکتیرد بوجود می‌آورد در نتیجه حرکت عمودی آب زیرزمینی به طرف سفره ایجاد می‌شود و مقدار آبی که به سمت پایین حرکت می‌کند متناسب با اختلاف سطح آب در سفره آزاد و پیزومتریک در سفره تحت فشار است.
- زمانی که مقدار تخلیه از طریق پمپاژ برابر با مقدار تغذیه از جریان عمودی به سفره است حالت تعادل بوجود خواهد آمد.
- پایین آمدن سطح پیزومتریک به زبان فرمول:

$$S = \frac{Q}{۴\pi T} W\left(u, {r}/{L}\right)$$

L: فاکتور Leakage، T ضریب قابلیت نفوذپذیری سفره b: ضخامت اکی ترد k: هدایت هیدرولیکی عمودی اکتیرد.

$$\frac{r}{L} = -\frac{r}{\sqrt{\frac{T}{k'b'}}} \Rightarrow L = \sqrt{K.b.\frac{b'}{k'}}$$

جریان به چاه:

۱- جریان به چاه درنزدیکی مرزهای سفره: در این حالت از تصویر استفاده می‌شود.

تصویر: عبارتست از چاه یا رودخانه ای مجازی که از نظر هیدرولیکی تأثیری مشابه یک مرز فیزیکی معلوم روی سیستم جریان داشته باشد با این روش می‌توان سفره‌ای با گسترش محدود را به سفره‌ای با گسترش نامحدود تبدیل کرد.

۲- جریان به چاه در نزدیکی یک رودخانه:

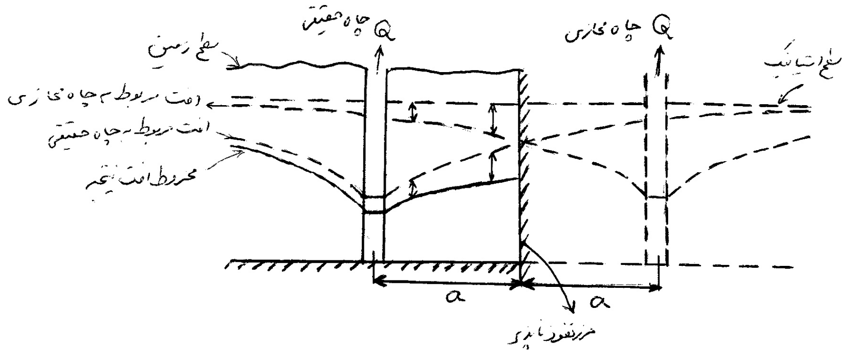
چاه مجازی که دراین حالت درنظر گرفته می‌شود، همزمان با چاه حقیقی و با همان دبی سفره را تغذیه می‌کند و بنابراین باعث بالا آمدن سطح ایستابی آب در اطراف چاه می‌شود و این بالا آمدن سطح ایستابی در امتداد رودخانه راجبران می‌کند.

- برآیند افت نامتقارن در اطراف چاه حقیقی در هر نقطه برابر جمع جبری «افت» چاه حقیقی و برآمدگی چاه تغذیه مجازی می‌باشد.

$$S = CQ^n + h$$

۳- جریان در نزدیک لایه‌های نفوذناپذیر: در اینجا نیز بجای مرزهای واقعی یک سیستم هیدرولیکی معادل آنرا جانشین می‌کنیم. از معادلاتی که تنها برای سفره‌های نامحدود بکار می‌رود استفاده می‌کنیم.

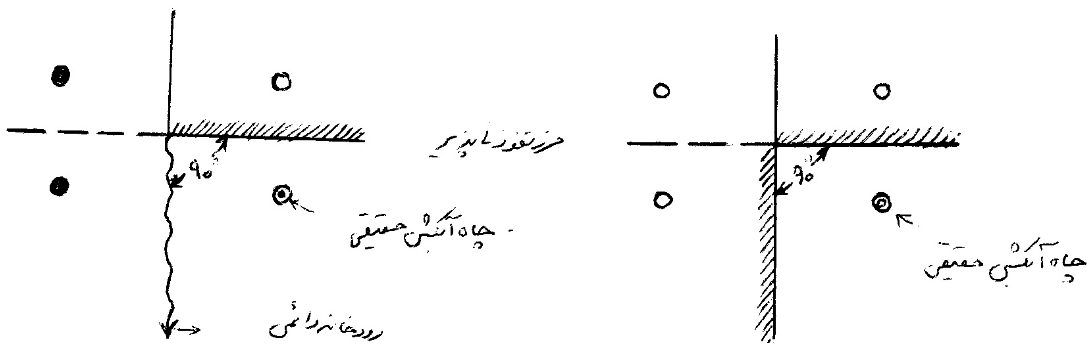
- دراین حالت یک چاه مجازی را در طرف دیگر مرز با فاصله‌ای برابر با چاه حقیقی تا مرز در نظر می‌گیریم دراین صورت چون در امتداد مرز نفوذ ناپذیر چاه‌ها اثر یکدیگر راخنثی می‌کنند، لذا هیچ جریانی از مرز عبور نمی‌کند.



- اگر مرز غیر قابل نفوذ باشد، عملکرد چاه مجازی دقیقاً مانند چاه اصلی است و اگر مرز آبی (رودخانه) داشته باشیم عملکرد چاه مجازی عکس چاه اصلی است.

- تعداد چاه مجازی از فرمول $Ni=\frac{360}{\alpha}-1$ بدست می‌آید

(α: زاویه بین مرزهاست)



(دراین شکل دوایر توخالی: چاه آبکشی مجازی و دوایر توپر چاه‌های تغذیه مجازی را نشان می‌دهد).

سیستم چند چاهی:

- مقدار افت در هر نقطه از منطقه برابر با مجموع افت‌های مربوط به هر کدام از چاه‌ها به تنهایی است.

$$St=Sa+Sb+Sc+....+Sn$$

St: افت کل و sn: مقادیر افت‌ها توسط چاه‌ها

تعداد چاه‌ها و وضع قرار گرفتن آنها در تعیین افت دخالت دارد.

افت کل در سفره تحت فشار برابر است با:

$$Dw = h_۰ - hw = \sum_i^n \frac{Qi}{۲\pi T} \ln \frac{Ri}{ri} + CQ^n$$

افت کل در سفره آزاد:

$$h_۰^۲ - h^۲ = \sum_i^n \frac{Qi}{۲\pi T} \lim \frac{Ri}{ri}$$

Ri: شعاع تأثیر چاه

فرمول در نهایت به صورت $Dw = BQ + CQ^n$

- افت شبکه را می‌توان با به حداقل رساندن سرعت ورود آب به چاه به حداقل کاهش داد.
- وقتی شعاع زیاد شود، در صورت ثابت بودن دبی سرعت ورودی آب کم شده و افت حاصل از اصطکاک کاهش می‌یابد.
- در دبی‌های نسبتاً کم افت شبکه ناچیز و قابل اغماض است؛ هر چقدر دبی بهره‌برداری بیشتر شود مولفه CQ^n بیشتر می‌شود.
- فاکتور دبی / افت چاه = دبی ویژه یا ظرفیت ویژه است و معیاری است که موثر بودن یا استعداد آبدهی چاه را نشان می‌دهد؛ و همچنین نشان می‌دهد که ظرفیت ویژه چاه مقدار ثابتی نیست و با افزایش Q دبی، کاسته می‌شود.
- ساختمان مناسب چاه، لوله‌گذاری مناسب، شستشو و توسعه چاه، ایجاد صافی شنی، انتخاب درست اسکرین و لوله‌های مشبک، درصد لازم شبکه‌های لوله و شعاع کافی چاه در به حداقل رساندن افت شبکه موثر است.
- آزمایش برگشت:

در آخر آزمایش پمپاژ پس از قطع پمپاژ سطح آب در چاه اصلی و مشاهده‌ای شروع به بالا آمدن می‌کند که به آن برگشت یا جبران می‌گویند.

- اگر طی دوره برگشت مقدار افت از سطح اولیه آب اندازه‌گیری شود آنرا افت باقیمانده می‌گویند.

- با آزمون برگشت می‌توان مقدار T راکه قبلاً در آزمون پمپاژ به دست آمده کنترل کرد ولی در این روش مقدار S قابل اندازه‌گیری نیست.

$$S' = \frac{۲/۳Q}{۴\pi T}\log\frac{t}{t'}$$ افت باقی مانده

- t: زمان از شروع پمپاژ، t': زمان پس از خاموش کردن پمپ
- به طورکلی اگر مقدار افت نسبت به ضخامت اشباع شده سفره کم باشد تخمین خوبی از خواص هیدورلیکی سفره امکان پذیر است.
- بر اساس داده‌های پمپاژ با کاهش بار در سفر آزاد، زهکشی آب توسط نیروی ثقل از منطقه غیراشباع باعث تغییر در کاهش بار می‌شود که بنام «تأخیر در تخلیه» نامیده می‌شود.
- مینیمم زمان لازم پمپاژ برای بدست آوردن s دقیق در سفره آزاد بستگی به ضریب قابلیت انتقال سفره دارد.

مرحله بهره برداری یا مدیریت:

الف) بهره‌برداری در حد ماینینگ: اگر مقدار استخراج آب زیرزمینی از مقدار تغذیه آن در یک حوضه آب زیرزمینی بیشتر باشد استفاده از آب ماندگار انجام خواهد یافت. اگر چنین بهره‌برداری محدود نشود، مقدار ذخیره سفره تمام خواهد شد.

ب) بهره‌برداری همیشگی: مقدار آبی که می‌توان بطور همیشگی تحت یک شرایط ویژه و بدون ایجاد نتایج نامطلوب از یک حوضه آب زیرزمینی استخراج کرد.

نتایج نامطلوب عبارتست از:

۱- به طور فزاینده‌ای در مقدار آب کاهش ایجاد شود، ۲- در آن توسعه غیر اقتصادی پمپاژ ایجاد گردد، ۳- کیفیت آب زیرزمینی تنزل پیدا کند، ۴- با قوانین قبلی استفاده از آب زیرزمینی برخورد ایجاد شود.

۵- با پایین آمدن آب زیرزمینی نشت یا سوبسیدانس در سفره ایجاد شود.

- برداشت بیش از حد از بهره‌برداری همیشگی را استخراج بیش از حد گویند.

ج) بهره‌برداری همیشگی متفاوت: عبارتست از پمپاژ در دو مقدار متفاوت؛ مقدار اولیه متجاوز از بهره‌برداری همیشگی است بنابراین سطح آب زیرزمینی افت خواهد کرد، هنگامیکه سطح آب زیرزمینی به سطح قبلاً معین شده‌ای رسید، مقدار پمپاژ ثانویه شروع می‌شود. تا اینکه تعادل میان تغذیه و تخلیه بوجود آید؛ میزان پمپاژ ثانویه کمتر از پمپاژ اولیه می‌باشد.

د) ماگزیمم بهره‌برداری همیشگی: عبارتست از بیشترین مقدار آب زیرزمینی که به طور دائم با بکاربردن کلیه متدهای امکان‌پذیر جهت تغذیه حوضه بتوان استخراج کرد.

- **فاکتورهای حاکم بر بهره‌برداری دائمی عبارتند از:**
- ۱- مقدار تغذیه حوضه
- ۲- نتایج نامطلوب ایجاد شده از پمپاژ زیاد
- ۳- افزایش هزینه پمپاژ یا بهره‌برداری
- مقدار استخراج همیشگی براساس تغییرات سطح آب متغیر است، وقتی سطح آب زیرزمینی پایین می‌رود مقدار جریان سطحی به حوضه بیشتر شده و مقدار جریان زیر سطحی به خارج از حوضه کاهش می‌یابد.

فصل پنجم: راههای بهره برداری از منابع آب زیرزمینی

- مهمترین روش بهره‌برداری آب از زیرزمین حفر چاه‌های آب است.

۱- چاه آب: حفره‌ای استوانه‌ای و معمولاً قائم که در زمین حفر می‌شود تا به لایه آبدار برخورد کند و آب زیرزمینی ازمنافذ و درز شکاف‌ها به درون چاه تراوش می‌کند.

معمولاً چاه‌ها بر مبنای عمق و آبدهی تقسیم می‌شوند:

الف) چاه کم عمق با ظرفیت کم ب) چاه نیمه عمق با ظرفیت متوسط ج) چاه عمیق با ظرفیت بالا

- عمق خاصی برای چاه‌های کم عمق و عمیق نمی‌توان در نظر گرفت چون به شرایط محل بستگی دارد.
- چاه‌های کم عمق توسط مقنی و چاه عمیق توسط دستگاه حفاری حفر می‌شود، چاهی که توسط مقنی حفر شود و بوسیله پمپ بهره‌برداری شود اصطلاحاً چاه نیمه عمیق نامیده می‌شود.

روش‌های حفر چاه عبارتست از: ۱- روش ضربه‌ای ۲- روش دورانی ۳- روش دورانی با گردش معکوس ۴- روش دورانی ضربه‌ای.

۱- روش ضربه‌ای: در این روش عمل حفر چاه با بلندنمودن و رهاکردن متوالی رشته‌ای از ابزار حفاری انجام می‌گیرد؛ ابتدا ضربات متوالی از ته چاه موجب خرد کردن سنگ‌ها و مواد رسوبی می‌شود و در مرحله بعد با گل‌کش مواد خرد شده را از چاه بیرون می‌آورند.

- خرد کردن و کندن زمین توسط دستگاه ضربه زن String انجام می‌گیرد.

ابزار حفاری از پایین به بالا شامل قسمت‌های زیر می‌باشد.

۱- مته حفاری مهم‌ترین قسمت ابزار حفاری است؛ از قطعه فلزی سخت و لبه تیز تشکیل شده و عمل خرد کردن سنگ‌ها و حفر چاه را انجام می‌دهد، مته به طول ۳-۱ متر ساخته می‌شود.

۲- بدنه یا ساقه حفاری: میله فولادی بلند و سنگینی که باعث افزایش وزن و طول ابزار حفاری و باعث حفر سریع و قائم چاه می‌شود.

۳- جار یا دنگ: از میله و یک استوانه که آزادانه و بطور کشویی حرکت می‌کنند و باعث عدم انتقال ضربه به کابل و در نتیجه استحکام کابل و دستگاه می‌شود و بیرون کشیدن مته از گل نیز به عهده جار یا دنگ است.

۴-گلویی دوار: اتصال ابزار حفاری به کابل را برقرار می‌کند و باعث گردش جزیی دستگاه می‌شود؛ گردش جزئی سر گوه‌ای وتیغه‌ای مته باعث حفر چاه بصورت استوانه‌ای می‌شود.

- کابل: حرکت دورانی موتور چاه کنی را به حرکت انتقالی تبدیل می‌کند و موجب بالا و پایین رفتن دستگاه ضربه زنی می‌شود.
- در حفاری ضربه‌ای قبل از رسیدن به سطح ایستابی بایستی آب در چاه اضافه شود.
- مخلوط آب و مواد کنده شده، حالت خمیری ایجاد می‌کند که سبب کاهش اصطکاک سرمته می‌شود.
- گل‌کش یک لوله استوانه‌ای است که دریچه‌ای در پایین و حلقه‌ای در بالا برای اتصال به کابل گل‌کش دارد.
- درچاه‌های عمیق حفر قائم چاه از اهمیت بالایی برخوردار است و اگر چاه قائم حفر نشود؛ قراردادن پمپ در چاه و کارکردن آن با مشکلاتی مواجه است.

- وقتی حفاری در سنگ‌های متراکم و پیوسته انجام می‌گیرد احتیاج به لوله‌گذاری در ضمن حفاری نیست اما در رسوبات نرم و سخت نشده برای جلوگیری از ریزش دیواره ضمن حفاری تا نزدیک محل، لوله‌گذاری انجام می‌شود.
- لوله‌گذاری‌ها با قطر بیشتر شروع و در انتها به قطر مورد نظر می‌رسد این را لوله‌گذاری تلسکوپی می‌نامند.
- حفاری ضربه‌ای برای حفر چاه در سنگ‌های متراکم و پیوسته کارایی بیشتری دارد.
- سرعت حفاری ضربه‌ای به نوع سنگ، وزن و قطر مته حفاری، جنس و مشخصات سرمته، فاصله افتادن مته، تعداد ضربات مته در واحد زمان، فاصله زمانی خارج کردن گل و مراحل زمانی لوله‌گذاری بستگی دارد.
- با استفاده از نمونه‌هایی که در فواصل مختلف حفاری ضربه‌ای تهیه می‌شود می‌توان ستون زمین‌شناسی محل را تهیه کرد.
- در روش ضربه‌ای می‌توان تغییرات سطح تراز آب در چاه را در ضمن حفاری اندازه‌گیری کرد امکان نمونه برداری از لایه‌های آبدار و بررسی کیفیت آب زیرزمینی فراهم می‌شود.
- محاسن حفاری ضربه‌ای:

۱- مکانیسم ساده ۲- صرفه اقتصادی ۳- شکل بیرون کشیدن لوله‌ها

- معایب حفاری ضربه‌ای:
- ۱- محدودیت عمق حفاری ۲- سرعت کم حفاری ۳- مشکل بیرون کشیدن لوله‌ها

روش حفاری دورانی:

- سریعترین روش حفاری در مواد ناپیوسته است.
- دراین روش سوزن حفاری در اثر حرکت موتور می‌چرخد که این چرخش باعث چرخش مته و در نتیجه خرد شدن و کنده شدن مواد می‌گردد و برای خارج کردن مواد کنده شده از گل حفاری استفاده می‌شود گل حفاری علاوه بر اینکار باعث خنک کردن سرمته، تسهیل عمل حفر و جلوگیری از ریزش دیواره چاه می‌شود.
- در روش حفاری دورانی معکوس؛ جهت گردش گل حفاری بر عکس است.

- مشخصه مهم حفاری دورانی آن است که ضمن حفاری به ندرت ممکن است احتیاج به لوله‌گذاری داشته باشد؛ زیرا گل حفاری یک پوشش «گل اندود» در جدار چاه تشکیل می‌دهد و مانع از ریزش چاه می‌شود.
- ترکیب گل حفاری: معمولاً ماده اصلی آن یک نوع کانی رسی به نام بنتونیت است و بسته به شرایط مواد دیگری هم به آن اضافه می‌شود.
- سرعت حفاری دورانی به عواملی چون سختی سنگ، اندازه و نوع مته، سرعت چرخش مته، مجموع وزن روی مته، خواص گل حفاری، فشار گل در ته چاه و سرعت گردش گل حفاری بستگی دارد.
- برای این نوع حفاری در زمین‌های سخت و سنگی از مته مخروط سنگی و در سازندهای نرم از مته معمولی استفاده می‌شود.

مزایای حفاری دورانی:

- ۱- نیاز به نصب لوله جدار نیست ۲- سرعت بالا ۳- عدم نیاز به قطع حفاری برای خروج مواد کنده باشد ۴- امکان انجام عملیات چاه نگاری یا چاه پیمانی وجود دارد.

معایب حفاری دورانی:

۱- گرانی قیمت دستگاه و تجهیزات ۲- زمان زیاد برای برپایی تجهیزات ۳- نیروی بیشتر برای راه‌اندازی دستگاه ۴- نیاز به حفار ماهر و با تجربه.

روش حفاری دورانی – ضربه‌ای:

این روش جدید و ترکیب از ۲ روش ضربه‌ای و دورانی است؛ در این روش مته حفاری در حین چرخش؛ ضربه هم می‌زند. این روش در بعضی مواد مانند آهک‌ها و ندول چرت بسیار مفید است و در واقع در سازندهای سخت از آن استفاده می‌شود.

تکمیل و تجهیز چاه:

منظور از تکمیل وتجهیز چاه انجام عملیاتی که بتواند شرایط زیر را درچاه آب برقرار نماید:

۱- آب با کیفیت خوب و بدون آلودگی ۲- بیشترین آبدهی با مینیمم افت ۳- آبدهی بدون ماسه دهی ۴- بالا بردن عمر مفید چاه

اهم عملیاتی که در تکمیل چاه باید صورت گیرد:

۱- لوله‌گذاری درچاه: این عمل بدلیل جلوگیری از ریزش دیواره و افزایش استحکام چاه انجام می شود.

لوله‌گذاری د رچاه شامل ۲ قسمت بدون منفذ Casing و لوله مشبک Screen می‌باشد.

بخش Casing بعنوان مکان مناسب برای پمپ و یک مجرای عبور عمودی برای جریان آب سفره به طرف بالا عمل می‌کند.

- در چاه‌های نزدیک سطح زمین علاوه بر Casing گذاری، اطراف آنها با سیمان (بتن) پوشیده می‌شود تا از ورود آبهای سطحی ممانعت و در مقابل خوردگی آبهای آلوده محافظت شود.
- قطر Casing: در انتخاب قطر مناسب ۲ نکته باید مد نظر قرارگیرد؛ ۱- قطر باید به نحوی باشد که سرعت آب به طرف بالا کمتر از ۱/۵ متر بر ثانیه باشد، ۲- قطر آن مناسب برای جا دادن پمپ باشد.
- اندازه پمپ مورد نیاز برای آبدهی مورد نظر، عامل کنترل کننده قطر Casing است.
- انواع لوله‌های مورد استفاده در چاه‌های آب: لوله استیل، ترموپلاستیک، فایبرگلاس، کانکریت، سیمان، آزبست‌دار می‌باشد، در آبهای خورنده از ترموپلاستیک استفاده می‌شود.
- اسکرین معمولاً از یکسری سیم‌های فولادی ضد زنگ که دور میله‌های قائمی پیچیده شده و در محل تماس به آنها جوش داده شده است تشکیل می‌شود.
- لوله مشبک یا اسکرین بخاطر جلوگیری از نفوذ رسوبات همراه با آب به چاه و برای جلوگیری از ریزش مواد رسوبی به داخل چاه مورد استفاده قرار می‌گیرد.
- طول اسکرین: بر اساس ضخامت سفره، مقدار افت و طبیعت لایه‌های اکی‌فر تعیین می‌شود.
- اندازه منافذ اسکرین‌ها باید بر اساس دانه‌سنجی رسوبات لایه آبدار انتخاب شود.
- قسمت آبگیر چاه یا اسکرین بایستی در انتهایی که بیشترین هدایت هیدرولیکی را دارا هستند قرار داده می‌شود.

- تکنیک‌هایی که لایه‌های با بیشترین هدایت هیدرولیکی را به کمک آنها می‌توان تعیین کرد عبارت از: ۱- تعبیر وتفسیر لاگ‌های حفاری ۲- بررسی و مقایسه نمونه‌های برداشته شده از لایه‌های مختلف. ضریب قابلیت انتقال هر لایه می‌تواند از درشتی دانه‌ها و عدم وجود سیلیس و رس و ضخامت لایه‌ها تخمین زده می‌شود ۳- آنالیز اندازه دانه‌های نمونه‌های برداشته شده از لایه‌های مختلف سفره و مقایسه منحنی اندازه دانه ها می‌تواند معرف مقدار هدایت هیدرولیکی نمونه‌ها گردد.

۴- تعیین هدایت هیدرولیکی نمونه‌ها از طریق متد آزمایشگاهی و اندازه‌گیری ضخامت مناطقی که جریان آب زیرزمینی انجام می‌گیرد. ۵- استفاده از تکنیک‌های ژئوفیزیکی (چاه‌پیمایی).

- در سفره آزاد طول اسکرین باعث ایجاد ۲ پدیده مهم می‌گردد:

۱- ظرفیت ویژه: نسبت مقدار تخلیه ازچاه به افت است $\frac{Q}{S}$ هر چه مقدار آن بیشتر باشد نشاندهنده خوب تکمیل شدن چاه است.

۲- اسکرین کوتاه باعث افت بیشتر در چاه می‌شود؛ در سفره‌های آزاد هتروژن حداقل $\frac{۱}{۳}$ ضخامت کل سفره در قسمت پایین سفره و در سفره‌های تحت فشار هموژن و هتروژن بایستی ۸۰ تا ۹۰ درصد سفره اسکرین‌گذاری شود.

- قطر اسکرین: بر اساس مقدار آبدهی مناسب چاه، ضخامت سفره و سرعت آب به چاه انتخاب می‌شود.
- برای کم کردن افت چاه و جلوگیری از گرفتگی شیارهای اسکرین مقدار سرعت آب ورودی به چاه بایستی در حد معینی محدود شده باشد.
- با افزایش مقدار هدایت هیدرولیکی سفره مقدار سرعت آب ورودی به چاه افزایش پیدا می‌کند.
- اندازه منافذ اسکرین را بر حسب اینکه آب خاصیت‌خوردگی داشته باشد یا نه می‌توان برابر d50 یا d60 رسوبات اختیار کرد، اگر لایه آبدار متشکل از ماسه دانه درشت و گراول باشد، اندازه منافذ، d50 یا d70 بخش ماسه‌ای انتخاب می‌شود، برای لایه‌هایی که از رسوبات غیریکنواخت درست شده باشد برحسب اینکه رسوبات

لایه‌های فوقانی آن پایدار باشد یا نه اندازه منافذ اسکرین d70 یا d40 رسوبات اختیار می‌شود، اگر صافی شنی در چاه به کار رفته باشد؛ اندازه منافذ اسکرین باید به اندازه d10 صافی شنی باشد.

صافی شنی (گراوان پک): پس از لوله‌گذاری چاه معمولاً در اطراف قسمت‌های مشبک قشری از گراول ایجاد می‌کنند، این عمل باعث افزایش قطر موثر چاه و نیز جلوگیری از ورود ذرات دانه ریز و خالی شدن پشت لوله مشبک و حفاظت از لوله جدار می‌شود، وجود co_2 در لایه آبدار می‌تواند سبب رسوب کربنات کلسیم در پشت شبکه‌ها شده و نتیجتاً افت چاه زیاد می‌شود.

- بزرگ اختیار نمودن منافذ در لایه‌هایی که از رسوبات ریز تشکیل شده اولاً موجب کاهش افت شبکه می‌شود و ثانیاً عمل «پوسته‌گذاری» و گرفتگی سوراخ لوله کمتر خواهد شد.

چاهی که در رسوبات سخت نشده حفر شده و دارای صافی شنی مناسبی باشد معمولاً از چاهی با مشخصات یکسان که فاقد صافی شنی مناسبی باشند آبدهی بیشتری دارد. صافی شنی در لایهطهای آبداری که قطر موثر (d10) آنها کمتر از ۰/۲۵ میلیمتر و ضریب یکنواختی کمتر از ۳۰ می‌باشد، ضروری است.

- معمولاً اندازه دانه‌ها در صافی شنی طوری انتخاب می‌شود که d50 صافی ۵ برابر d50 مواد تشکیل دهنده لایه آبدار باشد. اگر لایه‌ها متفاوت باشند، در این صورت d50 باید بر مبنای ریزترین دانه‌ها محاسبه گردد.

توسعه چاه:

عبارتست از عملیاتی که طی آن ماسه و مواد دانه‌ریز دیگر شامل (گل حفاری) از لابه‌لای مواد تشکیل دهنده لایه آبدار در اطراف چاه خارج شده و به داخل چاه حرکت می‌کند و سپس این ذرات توسط گل‌کش یا پمپ از چاه خارج می‌گردد و در واقع یک صافی شنی طبیعی ایجاد می‌شود.

- توسعه چاه باعث افزایش قطر موثر، آبدهی و عمر چاه می‌شود.
- هدف از توسعه چاه: ۱- اصلاح زیان‌ها و بهبود تخلخل ۲- خارج نمودن ذرات طبیعی و افزایش نفوذپذیری.
- اساس روش‌های توسعه چاه بر حرکت متناوب آب از چاه به سفره و از سفره به چاه است که در نتیجه آن ذرات ریزتر از لابه‌لای ذرات درشت‌تر آزاد می‌شود.

روش‌های توسعه چاه:

۱- پمپاژ متناوب با استفاده از یک پمپ: در این روش دور پمپ و دبی خروجی در چاه متناوباً زیاد می‌شود، نهایتاً یک منطقه با نفوذپذیری بالا در حاشیه چاه ایجاد شده است.

این روش یکی از معمول‌ترین روش‌ها برای توسعه چاه و بنام آزمایش «افت پله‌ای» معروف است.

۲-استفاده از سنبه‌زنی: در این روش یک گل‌کش سنگین یا ابزار ویژه پنبه زنی مرتباً در داخل چاه بالا و پایین می‌برد در نتیجه رسوبات دانه‌ریز از داخل لایه آبدار شسته شده، وارد چاه می‌شوند و سپس آنها را خارج می‌کنند، عملیات پنبه زنی، باید تا زمانی که دیگر ماسه یا گل وارد چاه نشود، ادامه پیدا کند.

انواع پمپ‌ها از نظر محل استقرار:

۱- پمپ سرچاهی: بالای چاه قرار گرفته و آب قبل از رسیدن به پمپ تحت تأثیر مکش کشیده می‌شود. این پمپ برای مناطق کم عمق کاربرد دارد.

۲- پمپ توربینی: خود پمپ در داخل چاه و موتور آن در بالای چاه قرار می‌گیرد، این پمپ‌ها برای مناطق کم عمق و نیز محدوده بین کم عمق کاربرد دارد و نیز محدوده بین کم عمق و عمیق (متوسط) نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد.

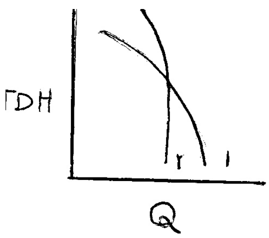
۳- پمپ‌های شناور: این پمپ‌ها مانند پمپ‌های توربینی هستند با این تفاوت که در این پمپ‌ها اصطکاک ناشی از شفت وجود ندارد لذا راندمان آنها بالاتر است.

- پمپ‌های پروانه‌ای رایج‌ترین نوع پمپ مورد استفاده در چاه‌های آب است.
- برای تعیین قدرت موتور و انتخاب پمپ باید ارتفاع کل دینامیک (TDH) را تعیین کرد. محاسبه آن از طریق این فرمول انجام می‌گیرد.

$$TDH = \frac{V^{۲}}{۲g} + h_s + s + h_l$$

hs: فاصله عمودی بین سطح ایستابی قبل از پمپاژ و خروج آب، s: افت سطح آب زیر زمینی است.

- در پمپ‌های پروانه‌ای اگر سرعت پمپ ثابت باشد مقدار Q با افزایش TDH کاهش می‌یابد به همین جهت این پمپ‌ها را پمپ‌های با دبی متغیر می‌گویند.
- رابطه بین Q و TDH مشخصه پمپ نامیده می‌شود.
- منحنی پمپ (pcc): این منحنی با عبور دادن Q های مختلف از پمپ و اندازه‌گیری ارتفاعی که آب بالا می‌رود رسم می شود.
- هرچه Qعبوری از پمپ بیشتر باشد «هد» ایجاد شده توسط پمپ کمتر می‌شود.
- در پمپ‌هایی که به طور سری بسته شده‌اند Q ثابت و افت بار زیاد است.
- هر چه شیب منحنی مشخصه بیشتر باشد؛ کارآیی بیشتر است؛ در شکل منحنی شماره ۲ بهتر از ۱ است.



- قدرت یا توانایی که برای به کار انداختن یک پمپ برای مقادیر Q و TDH لازم است «توان روی محور» bhp خوانده می‌شود که از توان مفید کمتر است.
- توان مفید را بر حسب مقدار آبی که در واحد زمان به ارتفاع معین بالا برده می‌شود بیان می‌کند (Whp) و مقدار آن بر حسب اسب بخار عبارتست از $whp=\frac{Q\times TDH}{۰/۰۷۵\times ۸۶۴۰۰}$
- به علت اصطکاک و افت انرژی در داخل پمپ whp همواره کمتر از bhp است و نسبت این دو را بازده یا راندمان پمپ Ep می‌نامند.

$$Ep=\frac{Whp}{bhp}$$

- آزمون آبدهی چاه‌ها: بعد از تکمیل چاه، بایستی آنرا از نظر آبدهی و میزان افت مورد آزمایش قرار داد.

- با برداشت آب از چا، تراز آب پایین می‌رود و با افزایش گرادیان هیدرولیک سرعت جریان آب زیاد می‌شود و در مواردی ایجاد جریان متلاطم می‌کند. این تلاطم از یک طرف میزان آب ورودی را محدود می‌کند و از طرف دیگر حرکت ذرات دانه‌ریز باعث مسدود شدن روزنه‌های لوله می‌شود و سرعت جریان در اطراف چاه به «سرعت بحرانی» می‌رسد.
- برای باز شدن منافذ پلی فسفات به آب اضافه می‌کنند.
- میزان آبدهی را به ازاء رسیدن به سرعت دبی بحرانی یا دبی حداکثر می‌گویند.
- برای محاسبه عملی دبی بحرانی از نتایج آزمایش «افت پله‌ای» استفاده می‌شود.
- با آزمون افت پله‌ای؛ بهره‌برداری بهینه از چاه و حداکثر افت ایجاد شده به ازای آن مشخص می‌گردد.
- در آزمون افت پله‌ای: چاه با دبی معین پمپاژ می‌شود و این عمل آنقدر ادامه می‌یابد تا سطح آب در چاه ثابت بماند و سپس منحنی تغیرات دبی به افت کلی رسم می‌شود.
- برای تعیین دبی بحرانی باید به شکل منحنی دقت کرد؛ برای دبی‌های کمتر از دبی بحرانی نقاط پیاده شده تقریباً در امتداد یک خط است، در نتیجه قسمتی که روی یک خط قرار نمی‌گیرد، مشخص کننده دبی بحرانی است.
- برای اندازه‌گیری دبی آب چاه‌ها از وسیله‌ای به نام «آریفیس» استفاده می‌شود.
- مقدار دبی از فرمول $Q = KA\sqrt{2gh}$ | نیز به دست می‌آید که در فرمول Q دبی، A سطح مقطع آریفیس، g شتاب گرانی، h افت فشار، k ضریبی که به مشخصات آریفیس بستگی دارد.
- با اندازه‌گیری مقدار پرش یا فوران آب چاه‌ها به طور غیرمستقیم می‌توان دبی چاه‌ها را بر آورد نمود و برای اینکار از وسیله‌ای به نام خط‌کش جت استفاده می‌شود.
- در آزمون‌های پمپاژ علاوه بر تعیین دبی و افت، ضرائب هیدرودینامیکی نیز تعیین می‌شود.

قنات:

- قنات یا کاریز عبارتست از یک مجرای زیرزمینی با شیب کم همراه با تعدادی چاه قائم به نام میله.

- قنات در سازندهای آلوویال در رسوبات آبرفتی بخصوص مخروط افکنه‌ها در سفره‌هایی با شیب متوسط جهت توسعه و آبرسانی احداث می‌شود.
- هر قنات شامل ۲ بخش: تره و خشکه کار است؛ در قسمت تره کار یا کف، مجرای قنات در زیر سطح ایستابی قرار دارد و بخش آبده قنات را تشکیل می‌دهد و باعث زهکشی و حرکت آب به سوی مظهر قنات می‌شود.
- خشکه کار: بخشی از مجرای قنات است از محل تقاطع مجرا با سطح ایستابی تا مظهر قنات ادامه دارد و بالاتر از سطح ایستابی است.
- تونلی که از مظهر تا سطح آب ادامه می‌یابد قادر است با نیروی ثقل آب زیرزمینی را از سفره به مظهر قنات عبور دهد.
- در مسیر قنات چاه‌های قائم یا میله‌هایی وجود دارد که به منظور خارج کردن خاک‌های کنده شده حین حفر و رساندن هوا به مقنی‌ها و همچنین به منظور هدایت مسیر قنات از سطح زمین، رفت و آمد مقنی و لای روبی قنات است.
- آخرین میله‌ای که عمیق‌ترین آنهاست؛ مادر چاه نامیده می‌شود که بیش از همه زیر سطح ایستابی قرار دارد.
- آبدهی قنات‌ها به عوامل مختلفی چون جنس زمین، میزان تغذیه و برداشت سطح ایستابی، طول و ساختمان قنات بستگی دارد.
- حریم قنوات نیز مانند چاه‌های پمپاژ می‌باشد و بستگی به خواص سفره بخصوص به ضریب انتقال T سفره بستگی دارد.
- از مزیت‌های قنات آبدهی آن است و در مناطقی که چاه‌ها آبدهی و T کمی دارند، سری قنات می‌تواند آبدهی بالایی داشته باشد.
- طول قنات بستگی به توپوگرافی و زمین‌شناسی منطقه دارد؛ کمترین طول در مناطق کوهستانی و بیشترین آن در مناطق کویری و پست و هموار ایجاد می‌گردد.

چشمه:

- چشمه عبارتست از تخلیه متمرکز آب زیرزمینی که به صورت جریانی از آب در سطح زمین ظاهر می‌شود.

- چشمه‌ها براساس چگونگی تشکیل به ۲ دسته تقسیم می‌شوند.

۱- چشمه‌هایی که علت ایجادشان نیروی گرانشی است؛ مانند چشمه‌های آتشفشانی و شکافی.

۲- چشمه‌هایی که جریان آب آنها در اثر نیروی گرانش زمین و خروج آب تحت اثر فشار هیدروستاتیک است. به علل گوناگونی تشکیل می شود؛ مثلاً: قطع شدن سطح ایستابی به وسیله زمین، وجود مجاری در گدازه‌های متخلخل یا مجاری انحلالی در سنگ‌های آهکی.

- چشمه‌ها را بر اساس تغیرات دبی تقسیم‌بندی می‌کنند:

۱- چشمه‌های دائمی: دائماً آبدارند و شامل چشمه‌های ثابت (تغییرات دبی کمتر از ۲۵ درصد) و چشمه‌های تقریباً متغیر (تغییرات دبی بین ۱۰۰-۲۵ درصد) است.

۲- چشمه‌های متناوب: مدتی آبدارند و مدتی خشک‌اند.

عوامل موثر در تغییرات سطح آب زیرزمینی

- هر پدیده‌ای که باعث بوجود آمدن تغییر در فشار آب زیرزمینی گردد؛ موجب تغییر در سطح آب زیرزمینی خواهد شد؛ این عوامل عبارتست از:

۱- تغییرات سطح در دراز مدت: دوره‌هایی از سال‌های خشک و مرطوب می‌تواند نوسانات درازمدت آب زیر زمینی را بوجود آورد.

۲- تغییرات فصلی: متأثر از بارش است، پمپاژ برای مصارف کشاورزی فصلی است.

- بالاترین سطح آب معمولاً در بهار و پایین‌ترین آن در زمستان اتفاق می‌افتد.
- شدت و ضعف نوسانات بستگی به مقدار تغذیه، پمپاژ و نوع سفره دارد که معمولاً در سفره تحت فشار بیش از سفره آزاد می‌باشد.

۳- جریان رودخانه: جائیکه رودخانه یا کانال در برخورد مستقیم با سفره آزاد است. ممکن است رودخانه را تغذیه یا تخلیه کند.

- رودخانه‌ای که آب زیرزمینی از آن تغذیه می‌کند بنام «رودخانه گم شده» نامیده می‌شود.

۴- ذخیره کنار رودخانه: حجم آبی‌که بعد از سیلاب یا در نتیجه نفوذ یا زهکشی آب از نزدیک رودخانه اتفاق می‌افتد بنام ذخیره ساحلی رودخانه نامیده می‌شود.

۵- تبخیر و تعرق: مقدار آن بستگی به درجه حرارت، نزدیکی آب زیرزمینی به سطح زمین و ساختمان خاک دارد.

۶- پدیده‌های متئورلوژیکی: شامل فشار اتمسفر، بارش، وزش باد شدید، ایجاد خلا در چاه می‌کند و فشار را کم و سطح آب را بالا می‌آورد.

۷- جزر و مد: در مناطقی ساحلی نوسانات سینوسی در اثر جزر و مد در سطح آبهای زیرزمینی مرتبط با دریا صورت می‌گیرد.

۸- زلزله: تغیرات ناگهانی سطح آب زیرزمینی، تغییرات در تخلیه چشمه‌ها، ظهور چشمه جدید و ... این نوسانات از انقباض و انبساط مواد الاستیک بوسیله امواج زلزله در سفره تحت فشار بوجود می‌آید.

۹- افزایش بار در منطقه: خواص الاستیک یک سفره تحت فشار موجب تغییر در فشار هیدورستاتیک آن می‌شود.

اثرات نامطلوب نوسانات آب زیرزمینی (پایین آمدن)

۱- خشک شدن آب قنات‌ها و چشمه‌ها و غیر اقتصادی شدن پمپاژ

۲- پیشروی آب شور در سفره آب زیرزمینی

۳- نشست زمین

اثرات نامطلوب نوسانات آب زیرزمینی (بالا آمدن)

۱- شور شون آبهای کشاورزی

۲- از بین رفتن ساختمان خاک کشاورزی

۳- آسیب رساندن به سازه‌ها

فصل ششم کیفیت آب زیرزمینی

- مشخصات کیفی زیرزمینی نتیجه کلیه فرآیند و واکنش‌هایی که از زمان تشکیل و تراکم آب در اتمسفر تا زمانیکه توسط چاه، قنات یا چشمه از زیرزمین خارج می‌شوند و بر روی آن عمل کرده است.

منابع شوری آب:

میزان موادی که با عبور از لایه‌های مختلف وارد آب می‌شوند به ۲ عامل بستگی دارد: ۱) طول مسیری که آب پیچیده است (هر چه بیشتر باشد، زمان تماس با مواد بیشتر و املاح بیشتر است).

۲) جنس تشکیلاتی که آب از داخل یا روی آنها عبور کرده است.

- به طور کلی شوری یا مقدار نمک‌ها از محل تغذیه به طرف محل تخلیه بتدریج افزوده می‌شود.
- آبهایی که از تشکیلات تبخیری (سازندهای گچی، مارنی و گنبدهای نمکی) عبور می‌کنند باعث حل شدن مقدار زیادی مواد (حل) شده و نهایتاً کیفیت خود را از دست می‌دهند.
- غلظت نمک در آبهایی که از منطقه ریشه گیاه عبور می‌کنند بر اثر تبخیر و تعرق معمولاً چندین برابر آبی است که برای آبیاری بکار رفته است.
- آبهای زیرزمینی موجود در سنگ‌های آذرین «گرانیت‌ها و بازالت‌ها و توف‌ها» و دگرگونی (گنیس) عموماً املاح کم و کیفیت خوبی دارند.
- در سنگ‌های آتشفشانی عموماً نسبت HCO_3^- بالا است.
- ماسه‌سنگ‌ها، کنگلومراها و سنگ‌های آهکی غالباً حاوی آبهایی با کیفیت خوب هستند، اما سنگ‌های تبخیری موجب بالا بردن شوری آب می‌شوند.
- رس و سیلیت دانه‌ریز می‌توانند کاتیون‌ها را جذب کنند و در اثر جانشینی بوسیله کاتیون‌های دیگر خاصیت تبادل کاتیونی نشان می‌دهد؛ تبادل در جهتی صورت می‌گیرد که تعادلی بین کاتیون‌های موجود در آب و ذرات دانه ریز لایه آبدار برقرار شود.
- وقتی آب با سدیم زیاد به زمین داده شود؛ نفوذپذیری کاهش می‌یابد و در اثر افزایش کلسیم تغییر در جهت عکس اتفاق می‌افتد و نفوذپذیری خاک را بهبود می‌بخشد.

- وقتی سدیم آب با کلسیم سازند جانشین می‌شود، تعویض یونی معکوس رخ می‌دهد. آب موجود در دره‌های آبرفتی معمولاً دارای آبهای زیرزمینی با شوری نسبتاً کم هستند و حاوی یون‌های $Ca^{+2}, Mg^{2+}, Na^{+}, Hco_3^{-2}, So_4^{-2}, CL^{-}$ هستند.

خصوصیات شیمیایی آبهای زیر زمینی:

بررسی این خصوصیات از طریق: ۱- غلظت کلیه مواد معدنی موجود ۲- اندازه‌گیری PH ۳- اندازه‌گیری هدایت الکتریکی ویژه آب و باقی مانده خشک انجام می‌گیرد.

- واحد اندازه‌گیری مقدار مواد محلول:
- مقدار مواد محلول در آب زیرزمینی را به میلیگرم در لیتر $\frac{Mg}{lit}$ ومیلی اکی والان در لیتر $\frac{Meq}{Lit}$ یا PPm بیان می‌شود.
- در غلظت‌های کم که چگالی نسبی آب تقریباً یک است؛ میلیگرم در لیتر و میلی اکی والان در لیتر از نظر عددی تقریباً یکسان است ولی اگر غلظت املاح دو محلول خیلی زیاد باشد؛ مقادیر عددی این‌دو با یکدیگر تفاوت قابل ملاحظه‌ای خواهد داشت؛ بطوریکه همیشه $\frac{Mg}{lit}$ از PPm بیشتر می‌شود.
- PPm= mg/lit / چگالی آب
- در اکثر آبهای سطحی و زیرزمینی بدلیل غلظت کم املاح این‌دو هم در نظر گرفته می‌شوند.
- برای تبدیل میلیگرم بر لیتر به میلی اکی والان بر لیتر کافی است مقدار میلیگرم بر لیتر از یون مورد نظر را در ظرفیت یون ضرب کرده و بر وزن اتمی آن تقسیم کنیم.

$$\frac{meq}{lit} = \frac{\frac{mg}{lit} \times \text{ظرفیت یون}}{\text{وزن اتمی}}$$

- یک میلی اکی والان گرم از یک یون عبارتست از وزن اتمی آن تقسیم بر ظرفیت یون.

- در غلظت کم املاح همچنین می‌توان گفت که یک $\frac{Meq}{Lit}$ معادل یک epm است؛ اگر غلظت یک یون بر حسب ppm را به وزن اکی والان آن یون تقسیم کنیم epm آن به دست می‌آید.

$$\frac{\text{Ppm}}{\text{وزن اکی والان}} = \text{epm}$$

بالانس یون‌ها:

- نمونه آب از نظر الکتریکی خنثی بوده و بار کلی آنیون‌ها و کاتیون‌ها بایستی مساوی باشد.
- خطای بالانس یون‌ها معمولاً با تقسیم اختلاف آنها بر کل کاتیون و آنیون‌ها بصورت درصد بیان می‌شود.

$$\text{درصد خطاي نسبي} = \frac{\sum \text{کاتیون‌ها} - \sum \text{آنیون‌ها}}{\sum \text{کاتیون‌ها و آنیون‌ها}}$$

این خطا بایستی کمتر از ۵ درصد باشد تا نتایج حاصله قابل تفسیر و تحلیل باشد.

- TDS یا کل مواد جامد محلول: مجموعه مواد جامدی که در آب حل شده‌اند ولی شامل رسوبات معلق، کلوئیدها و گازهای محلول نمی‌شود.
- باقی‌مانده خشک همراه با هدایت الکتریکی معرف مقدار کل مواد جامد محلول در آب است.
- هرچه غلظت نمک‌های محلول در آب بیشتر باشد؛ هدایت الکتریکی آب افزایش می‌یابد.
- به طور تجربی بین TDS و هدایت الکتریکی EC رابطه زیر برقرار است.

$$TDS=\left(\frac{۰/۶۵}{۰/۷۰}\right)EC$$

- هر چه غلظت نمک محلول در آب بیشتر باشد؛ هدایت الکتریکی بیشتر می‌شود.
- هدایت الکتریکی ویژه آب علاوه بر غلظت یون‌ها به دما و نوع یون‌ها نیز بستگی دارد.
- هدایت ویژه آبها به ترتیب از آب دریا، آب زیرزمینی معمولی به آب باران روند نزولی دارد.

- پتانسیل ردوکس؛ مقدار قابل درکی از طبیعت سازنده‌های واکنشی فلزی در محلول و همچنین تأثیر خورندگی آب زیرزمینی را نشان می‌دهد.
- سختی آب عبارتست از یون‌های فلزی که با سدیم صابون واکنش می‌دهند و باعث بوجود آمدن صابون جامد می‌گردد.
- سختی را به صورت مجموع غلظت یون‌های $Mg^{+۲}, Ca^{+۲}$ به ppm یا میلیگرم در لیتر و بر حسب کربنات کلسیم معادل آنها بیان می‌کند.

$$TH = Ca^{+۲} \times \frac{Caco۳}{Ca} + Mg^{+۲} \frac{Caco۳}{Mg}$$

$$TH = Ca \times (۲/۵) + mg(۴/۱)$$

- آب با سختی بیش از ۱۵۰ $\frac{mg}{lit}$ را سخت و کمتر از ۶۰ $\frac{mg}{lit}$ را نرم گویند.
- سختی جزیی از املاح است اما املاح جزء سختی نیست.
- رسوب کربنات غیر قابل حل در طی دوره جوش مقداری از غلظت کاتیون‌های دو ظرفیتی را کاهش می‌دهد و قسمتی از سختی آب را پایین می‌آورد به این سختی «سختی موقت» گویند.
- عوامل موثر در انحلال اکسیژن در آب عبارتند از: ۱- درجه حرارت ۲- فشار جزئی اکسیژن ۳- فشار هوا.
- اکسیژن محلول (Do دوتریم از پارامترهایی است که برای مشخص کردن آلودگی یا عدم آلودگی آب بکار می‌رود؛ هرچه میزان اکسیژن محلول کمتر باشد؛ آب آلوده‌تر است).

قلیائیت:

- قلیائیت عبارتست از توانایی آب برای خنثی کردن اسید ناشی از یون‌های کربنات و بی‌کربنات است و از جمع کردن اکی والان‌های $Hco^{۳} -, Co_{۳}^{-۲}$ به دست می‌آید و بر حسب میلیگرم در لیتر $Caco_3$ بیان می‌شود.

اسیدیته:

- اسیدیته عبارتست از توانایی آب برای واکنش با یون‌های هیدروکسیل و بر حسب میلیگرم در لیتر یون +H یا $Caco۳,H۲so۴$ معادل آن بیان می‌شود.

PH:

- به دلیل اینکه در PH های مختلف آب قدرت انحلالی متفاوتی خواهد داشت، اندازه‌گیری این پارامتر در محل نمونه‌برداری حائز اهمیت می‌باشد.

- $$PH = Log\frac{۱}{\left[H^{+}\right]} = -Log\left[H^{+}\right]$$

- **یون‌ها بر اساس غلظت به ۳ دسته تقسیم می‌شوند:**

۱- یون‌های اصلی یا (Majer): یون‌هایی که غلظت آنها بیش از ۵ میلیگرم در لیتر باشد و در مقایسه با سایر یون‌ها فراوانترند، شامل بی‌کربنات، کلسیم، کلرید، منیزیم، سیلیس، سدیم، اسید کربنیک.

- ۲- یون‌های فرعی یا (Minor): غلظتشان ۱۰-۰/۰۱ میلیگرم در لیتر است و فراوانی کمتری دارند، شامل: نیترات، کربنات، آهن، فلوئور، بور، استرانسیم، پتاسیم.

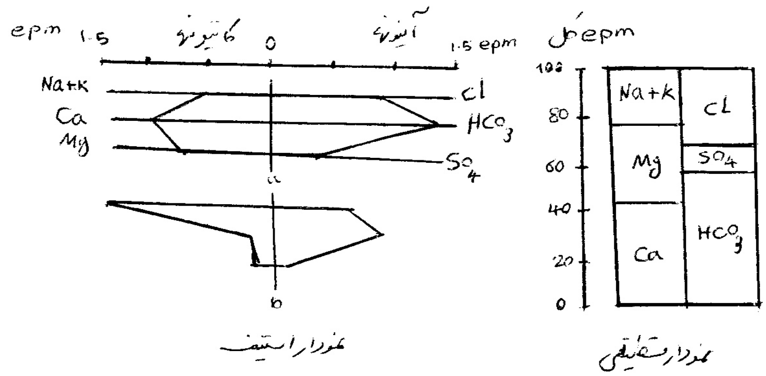
- ۳- یون‌های کمیاب (Trace) در مقایسه با یون‌های فرعی فراوانی و غلظت کمتری دارند شامل: آلومینیم، نیکل، آنتیموان، باریم و برم، سرب، لیتیم و ... است.

نقشه و نمودارهای شیمی آب:

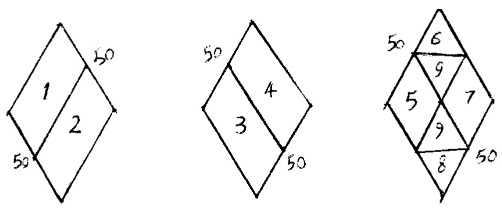
- نقشه‌ها را معمولاً در فواصل زمانی معین تهیه می‌کنند تا تغییرات کیفی آب را در طول زمان نشان دهد و به آن ایزوکنداکتیویته می‌گویند.

- دراغلب نمودارها آب زیرزمینی محلولی شامل سه جزء کاتیونی: کلسیم، منیزیم و فلزات (سدیم و پتاسیم) و سه جزء آنیونی: سولفات، کلرید و بی‌کربنات، کربنات در نظر می‌گیرند.

- نمودار مستطیلی: در این نمودار ارتفاع ۲ ستون باید مساوی باشد.



- نمودار استیف: این نمودار از نظر مقایسه سریع تعدادی زیادی از نمونه‌ها بسیار مفید است.
- نمودار پی پر: برای یک نمونه بکار می‌رود؛ از نظر تعبیر و تفسیر نتایج تجزیه شیمیایی آبها بسیار سودمند است. با استفاده از این نمودار می‌توان تیپ، نوع و وضع شیمیایی آب را مشخص کرد و وسیله‌ای مفیدی برای نشان دادن تفاوت و شباهت بین آنهاست.
- زیر تقسیمات نمودار پی پر:



- در منطقه ۱: قلیایی‌های خاکی در منطقه ۲ قلیایی‌ها، در منطقه ۳ اسیدهای ضعیف، در منطقه ۴ اسیدهای قوی غالب هستند. در منطقه ۵ سختی کربناتی از ۵۰ درصد تجاوز می‌کند (قلیایی‌های خاکی و اسید ضعیف غلبه دارند).
- در منطقه ۶ سختی غیرکربناتی متجاوز از ۵۰ درصد است.

در منطقه ۷ سختی غیرکربناتی بیش از ۵۰ درصد است (قلیایی و اسید قوی غلبه دارند).

آب اقیانوس‌ها و آبهای خیلی شور در منطقه ۶ نزدیک راس سمت راست است.

در منطقه ۸ آبهایی قرار دارند که سختی آنها در مقایسه با مواد محلول خیلی کم باشد.

در منطقه ۹ هیچ زوج آنیون - کاتیونی از ۵۰ درصد تجاوز نمی‌کند.

- نمودار لگاریتمی: از نظر سرعت عمل و سهولت مقایسه تعداد زیادی نمونه اهمیت دارد و در ایران بیشتر معمول است.

خصوصیات فیزیکی آبهای زیر زمینی:

۱- رنگ: بعلت حضور مواد معدنی یا آلی در آب است؛ آب آشامیدنی اساساً بایستی فاقد رنگ و زلال باشد.

۲- کدورت یا تور بیدیتی: معیاری است برای سنجش مواد معلق، کلوئیدی و جاندران میکروسکوپی در آب.

۳- دما: نوسانات فصلی دما در اعماق زیاد تاثیر چندانی ندارد وتحت تأثیر گرادیان حرارتی زمین نسبت به عمق افزایش می‌یابد. در آنومالی‌های ژئوترمالی که بیشتر با مناطق کوهزایی جوان و مرزهای ورقه سنگ کره و آتشفشان‌های فعال در ارتباط است؛ تغییرات دما سریعتر است.

۴- بو و مزه: نتیجه وجود باکتری‌ها و گازهای محلول و مواد معدنی است.

خصوصیات باکتریایی آب:

- رسوبات و سنگ‌های دانه درشت و شکاف‌دار در مقابل آلودگی سطحی آسیب پذیرند.
- چاه‌های آلوده بیشتر در سفره‌های مناطق آهکی دیده می‌شوند.

خصوصیات باکتریایی آب به طور معمول با تعیین «کلی فرم» در آب انجام می‌شود.

معیارهای کیفیت آب:

- ۱- استاندارد آب آشامیدنی: بر اساس ۲ معیار عدم وجود طعم‌ها و یون‌های نامطبوع و همچنین رنگ و موادی با تأثیرات فیزیولوژیک زیان آور تعیین می‌شود.

۲- استاندارد کشاورزی:

الف) تأثیر مستقیم بر رشد گیاه: شامل تأثیر بر خاصیت اسمزی و کاهش آبگیری، تأثیر بر روی واکنش متابولیسمی گیاه از طریق یون‌هایی که در غلظت‌های بالا اثرات سمی پیدا می‌کنند مثل «بور».

ب) تأثیر بر خاک: املاح موجود می‌توانند باعث تغییر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک شوند از قبیل بهم خوردن بافت خاک و کاهش نفوذپذیری خاک.

- به طورکلی خاک‌های رسی بیشترین مشکل را از نظر کیفیت آب ایجاد می‌کنند، چون زهکشی آنها ضعیف و امکان فروشویی نمک‌ها کم است.

۲ اثر مهم یون سدیم بر خاک عبارتند از:

- ۱- کاهش نفوذپذیری ۲- سخت کردن خاک
- این اثرات ناشی از جانشینی یون کلسیم و منیزیم به وسیله یون سدیم است؛ میزان این جانشینی با «نسبت سدیم یا SAR» نمایش داده می‌شود.

$$SAR=\frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca+mg}{2}}}$$

- مقدار بالای SAR باعث ضربه زدن به ساختمان خاک می‌شود برای تعیین مقدار سدیم بر حسب درصد از فرمول مقابل به دست می‌آید.

$$\%Na=\frac{(Na+K)100}{Ca+mg+Na+k}$$

- نسبت کربنات سدیم باقی مانده با RSC نشان داده می شود.

$$RSC=\left(Co_3^{-2}+Hco_3^{-}\right)-\left(Ca^{+2}+Mg^{+2}\right)$$

- برای RSC نسبت‌های زیر را داریم:
- اگر $1/25\langle RSC$ باشد: خاک برای کشاورزی مناسب است.
- اگر $2/5\langle RSC\rangle 1/25$ باشد: خاک برای کشاورزی نسبتاً مناسب است (متوسط).
- اگر $RSC\rangle 2/5$ باشد: خاک برای کشاورزی مناسب نیست.
- در خاک‌هایی که غلظت سدیم آنها بالاست (خاک‌های قلیایی و شور) رشد گیاه اندک است یا وجود ندارد.

- خاک شور خاکی است که کاتیون آن سدیم و آنیون آن کلروسولفات باشد؛ اما اگر نوع آنیون کربنات یا بی‌کربنات باشد به آن قلیایی می‌گویند.
- عملکرد پتاسیم k نیز مانند سدیم است اما میزان آن در آب خیلی کمتر از سدیم است و جزء یون‌های فرعی به شمار می‌رود.
- نمودار ویلکوکس براساس ۲ معیار (شوری)SAR, EC می‌باشد و بر اساس آن؛ آبی که جذب سدیم کم و شوری و هدایت کم دارد (C_1S_1) بهترین آب برای آبیاری است و آبی که جذب سدیم زیاد و شوری و هدایت زیاد دارد (C_4S_4) نامناسب‌ترین آب آبیاری است.
- ۳- استاندارد آب صنعتی:
- این معیار در صنایع گوناگون متفاوت است و به طور مثال عدم خاصیت خورندگی و پایین بودن غلظت کربنات کلسیم و دیگر موادی که موجب پوسته گذاری را می‌توان نام برد.

فصل ۷ تغذیه مصنوعی:

- وارد کردن آب به داخل یک سازند زمین‌شناسی را بوسیله متدها و تاسیسات مختلف تغذیه مصنوعی گویند.

هدف‌های تغذیه مصنوعی:

- ۱- تغییر دادن کیفیت آب؛ تنظیم درجه حرارت و پالایش باکتری‌ها ۲- اضافه کردن یا ثابت نگه داشتن آب زیرزمینی به عنوان منبع اقتصادی ۳- به منظور تنظیم و یکنواخت کردن آب سطحی ۴- به منظور جلوگیری از نفوذ آب شور به آب شیرین ۵- جلوگیری از نشست زمین در اثر برداشت زیاد آب زیرزمینی ۶- استخراج انرژی بر اثر آب گرم (انرژی هیدرورترمال).
- در مناطق خشک ذخیره آب زیرزمینی در لایه‌های آبدار اقتصادی‌تر از ذخیره در مخازن سطحی است.
- رژیم آبهای سطحی موجود در منطقه و اختلاف بین رژیم منبع تغذیه و رژیم مورد تقاضا عامل مهمی که باید در رابطه، تغذیه مصنوعی در نظر گرفته شود.
- اگر بتوان نوسان سطح پیزومتری را پایین‌تر از سطح ایستایی نگه داشت ذخیره‌سازی بدون هیچ هدررفتگی امکان‌پذیر خواهد بود.

- اگر ضخامت و نفوذپذیری از مقادیر بالایی برخوردار باشند می‌توان در تغذیه مصنوعی از بده‌های بالایی جهت تزریق استفاده کرد.
- ضریب ذخیره می‌تواند مقدار قابل تحرک آب بین دو سطح پیزومتری را در حالت بهره‌برداری یا تغذیه مشخص کند.

متدهای تغذیه مصنوعی:

۱- افزایش تراوش: در این روش زمان و سطح که رواناب سطحی به داخل زمین تراوش می‌کند؛ از طریق ایجاد بندهای کوچک سنگی و سیمی در بستر آبراهه افزایش می‌یابد از عوامل موثر در مقدار نفوذ، زمان و نوع خاک است.

۲- روش پخش سطحی (حوضچه ای) در این روش آب سطحی به طرف حوضچه رسوبگیر و سپس به طرف حوضچه تراوشی منحرف می‌شود.

- از فواید مهم این متد: ذخیره آب و تصفیه آب است.
- این روش فقط در صورتی که لایه از نوع آزاد باشد و لایه نفوذناپذیری بین حوضچه تراوش و سطح ایستایی وجود نداشته باشد بکار می‌رود.
- میزان تراوش به نوع خاک و رسوبات سطحی بستگی دارد.
- پس از مدتی بهره‌برداری با خشک کردن و لای‌روبی کف حوضچه می‌توان این روش را مجدداً به کار گرفت.

۳- متد چاه تغذیه: چاه تغذیه به چاهی گفته می‌شود که آبرا از سطح زمین به داخل سفره آب شیرین عبور می‌دهد؛ جریان آب در آن برخلاف جریان پمپاژ چاه است؛ چاه تغذیه‌ای در سفره‌های تحت فشار عمیق یا جاهایی که از نظر اقتصادی باصرفه است ایجاد می‌شود وقتی چاه تغذیه در سفره تحت فشار حفر شده باشد. مقدار تغذیه یا Qr از فرمول فوق به دست می‌آید.

$$Qr = \frac{2\pi T(hw - h_0)}{\ln(r_0 / rw)}$$

و وقتی چاه در سفره آزاد حفر شده باشد:

$$Qr = \frac{\pi k\left(h^{2}w - h_{0}^{2}\right)}{\ln\left(r_{0}/rw\right)}$$

- غالباً میزان دبی کمتر از دبی پمپاژ است، بدلیل وجود مواد ریز، گازهای محلول و وجود باکتری‌ها و ...
- شرایط استفاده از چاه تغذیه: ۱- تغذیه لایه‌های آبدار تحت فشار ۲- تغذیه لایه آبدار آزاد وقتی لایه نفوذ ناپذیر گسترده‌ای بین سطح و لایه آبدار باشد. ۳- وقتی زمین کافی در دسترس باشد. ۴- زمانی از که چاه‌های آبکشی موجود بتوان به عنوان چاه تغذیه استفاده کرد.
- تغذیه به وسیله قنات: در این روش آب در مجاری خشک شده قنات تزریق می‌شود.
- سیستم قنات خشک می‌تواند بهترین روش تغذیه مصنوعی آبهای زیر زمینی در مناطق خشک به ویژه حواشی کویرها باشد.
- تغذیه واداری: در این روش تأسیسات استخراج آب به صورت یک گالری یا رشته‌ای از چاه‌ها کم عمق در فاصله نسبتاً کم از یک رودخانه یا دریاچه و به موازات آن قرار داده می‌شود؛ پایین رفتن سطح ایستابی در اثر استخراج آب باعث واداشتن حرکات آب از رود به طرف سفره می‌شود این روش که در سازندهای متشکل از شن و ماسه سخت نشده نفوذپذیری که ارتباط هیدرولیکی بین رودخانه و سفره وجود دارد مفید است.
- در این روش بایستی سرعت جریان آب رودخانه آنقدر باشد که مانع رسوبگذاری ذرات (سیلت) شود؛ این روش باعث تغذیه و تصفیه آب می‌شود.
- متد سیلابی آب در منطقه وسیعی پخش شده و حرکت آب خیلی آرام و در نتیجه نفوذ در حد ماکزیمم خواهد بود و فرسایش خاک نیز کمترین حد را دارد.
- هزینه لازم برای متد سیلابی از سایر روش‌ها کمتر است.

فصل ۸: نفوذ آب شور به سفره‌های شیرین

- حرکت آبهای شور دریا به سفره‌های شیرین در مناطقی که بین ایندو پیوستگی وجود دارد، در اثر کاهش سطح آب زیرزمینی بخاطر پمپاژ و بهم خوردن تعادل هیدروستاتیک بوجود می‌آید.

- بین آب شیرین سفره ساحلی و آب شور دریا که به عنوان ۲ سیال مخلوط نشدنی در نظر گرفته می‌شود؛ یک سطح مشترک آب شیرین و شور وجود دارد منطقه باریکی که دو سیال عملاً در هم آمیخته‌اند و به آن منطقه پراکندگی می‌گویند مرز جدا کننده آب شیرین و شور است. منطقه پراکندگی بعلت تغییرات فصلی، سطح ایستابی، جزر و مد و انتشار مولکولی به وجود می‌آید.
- نفوذ آب شور به سفره شیرین به پارامترهایی از قبیل ضریب آبگذری، عمق لایه آبدار و نیز دبی آب شیرین بستگی دارد.
- معادله گیبن - هرزبرگ $hs = \frac{\rho s}{\rho s - \rho f} hf$ به صورت ساده $hs = ۴۰ hf$ (hs ارتفاع آب شور و hf ارتفاع آب شیرین) این رابطه نشان می‌دهد؛ هرگاه سطح آب شیرین یک متر پایین بیاید سبب بالا آمدن آب شور به میزان ۴۰ متر در ساحل می‌گردد.
- نظریه گیبن - هرزبرگ؛ بر اساس اختلاف چگالی است و عمق واقعی رانشان نمی‌دهد. در این نظریه سطوح تراوش در نظر گرفته نشده است.
- سطح مشترک بیشتر حالت دینامیکی دارد تا هیدروستاتیکی زیرا آب شیرین همیشه به طرف دریا حرکت می‌کند.
- اوزینسکی رابطه گیبن - هرز برگ را تعمیم داد $z = ۴۰ (hf - hs)$
- اگر تعادل استاتیک برقرار باشد، شیب ایستایی صفر است و آب شیرین ساکن است؛ نتیجتاً مرز آب شیرین و شور افقی است.
- آب شیرین در امتداد سطح مشترک جریان دارد و دارای حرکت رو به بالا است بنابراین خطوط هم پتانسیل به صورت منحنی است.

عوامل موثر بر نفوذ آب شور:

- پمپاژ آب شیرین از چاه‌های ساحلی و افت سطح ایستایی در اطراف آنها موجب بالا آمدگی سطح مشترک آب شیرین و شور می‌شود.

- هر چه میزان آب زیرزمینی به سمت دریا بیشتر باشدآب دریا در لایه آبدار کمتر است.

رابطه «تاد» $q=\frac{1}{2}\left(\frac{ps-pf}{pf}\right)\frac{Kb2}{L}$ در این رابطه (q: جریان آب شیرین، k: ضریب نفوذپذیری، L: طول زبانه آب شور، pf: چگالی آب شیرین، ps: چگالی آب شور).

تشخیص نفوذ آب دریا در لایه‌های آبدار ساحلی: بنا به نظریه «رول» نسبت یون کلرید به مجموع یون‌های بی کربنات و کربنات معیار خوبی برای ارزیابی و تشخیص آلودگی آب زیرزمینی بوسیله دریاست.

- افزایش نسبت $\frac{Cl^{-}}{Hco_3^{-}+Co_3^{-2}}$ دلیل بر نفوذ آب دریا و در لایه‌های آبدار ساحلی است؛ یون کلرید در آب دریا معمولاً بیشتر از آب زیرزمینی است ویون بی‌کربنات فراوانترین یون موجود در آبهای زیرزمینی است.

راه‌های جلوگیری از پیشروی آب شور:

۱- کاستن از میزان استخراج آب زیرزمینی ۲- تغییر محل چاه‌ها به مکان‌های دورتر از ساحل ۳- تغذیه مصنوعی؛ ایجاد پشته‌ای از آب شیرین در سطح ایستابی نزدیک ساحل که بالاتر از دریاست.

۴- ایجاد یک خط افت بوسیله پمپاژ؛ حفر تعدادی چاه در امتداد یک خط به موازات ساحل و استخراج آب آنها می‌توان یک خط افت در تراز آب زیرزمینی ایجاد کرد (این روش مقرون به‌صرفه نیست اما می‌توان بطور موقت از آن استفاده کرد) ۵- ساختن سد زیرزمینی: تزریق مواد مناسب به داخل چاه‌هایی که در طول یک خط و به موازات ساحل حفر شده‌اند.

فصل ۹: اکتشافات منابع آب زیرزمینی

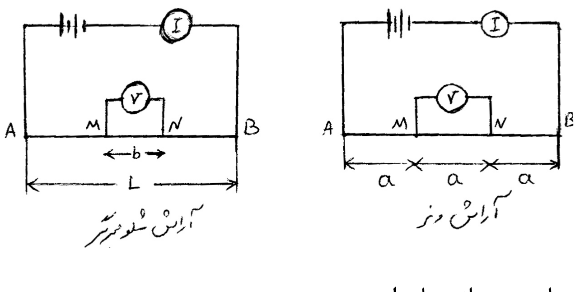
- با استفاده از عکس‌های هوایی می‌توان مناطق با حداقل و حداکثر امکان وجود آب را مشخص ساخت و همچنین با استفاده از مطالعات آب‌شناسی و ژئوفیزیک سطحی نیز می‌توان امکان وجود آب زیرزمینی را بررسی کرد.

- در مطالعات ژئوفیزیک سطحی مستقیماً نوع سنگ، تخلخل، نفوذپذیری و مشخصات از این قبیل به دست نمی‌آید، بلکه محل‌هایی را که احتمال وجود لایه‌های آبدار مطلوب بیشتر است و محل‌های مناسب‌تری برای حفر چاه مشخص می‌شود.
- معمول‌ترین روش مطالعه آبهای زیرزمینی روش مقاومت ویژه یا ژئوالکتریک است.
- با قرار دادن ۲ الکترود، جریانی از زمین عبور داده می‌شود و به وسیله ۲ الکترود دیگر اختلاف پتانسیل اندازه‌گیری می‌شود.
- معمولترین آرایش‌ها بر حسب قرار دادن الکترودها؛ آرایش وونر و شلومبرگر است؛ در آرایش ونر الکترودهای پتانسیل به فواصل مساوی قرار گرفته‌اند و مقاومت ویژه ظاهری در این حالت از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$\left(\rho a = ۲\pi\alpha \frac{V}{I}\right)$$

- α فاصله بین الکترودها، V اختلاف ولتاژ، I شدت جریان
- در آرایش شلومبرگر الکترودهای پتانسیل بهم نزدیک شده‌اند و فواصل الکترودهای مساوی نیستند:

$$\rho a = \frac{\pi\left(\frac{L}{۲}\right)^{۲} - \left(\frac{b}{۲}\right)^{۲}}{b} \times \frac{V}{I}$$



- L و b فواصل الکترودهای جریان و پتانسیل است.

بررسی تغیرات مقاومت ویژه زمین:

۱- جانبی: تغییرات مقاومت ویژه ظاهری عمق تقریباً ثابتی از زمین را نشان می‌دهد که از نظر بررسی تغییرات عمق و سنگ کف با ضخامت، تغییرات کیفی آب زیرزمینی تغییرات عمق سطح مشترک آب شیرین و شور و یافتن آب زیرزمینی مناسب، مفید است.

۲- قائم: در این روش نقطه میانی الکترودها ثابت است و فاصله بین آنها مرتباً افزایش می‌یابد و در واقع تغییرات مقاومت ویژه ظاهری را نسبت به عمق نشان می‌دهد و به آن منحنی سونداژ الکتریک نیز گفته می‌شود.

- چاه نگاری: پایین بردن یک وسیله سنجنده در داخل چاه یا گمانه و تهیه نمودار از یک ویژگی معین؛ با تفسیر این نمودار یا چاه نگاشت می‌توان اطلاعاتی در مورد خصوصیات لایه‌های آبدار و کیفیت آب زیرزمینی به دست آورد.
- مقدار پتانسیل خود زا (SP): ثبت اختلاف پتانسیل موجود بین الکترودی که در سرچاه به زمین متصل شده و الکترود درون چاه.
- در موقع تهیه نمودار SP بایستی توجه داشت که چاه لوله گذاری نشده و هنوز پر از گل حفاری باشد.
- این پتانسیل‌ها به طور کلی منشاء الکتروشیمیایی و الکتروسنتتیک دارند؛ با استفاده از این نمودار می‌توان به نوع مواد و عمق و تغیر جنس پی برد.
- حد سمت راست نمودار را خط شیل (لایه نفوذ ناپذیر) و حد سمت چپ را خط ماسه‌ای (لایه نفوذپذیر) در نظر می‌گیرند و هر انحراف منفی از خط شیل نشان‌دهنده لایه نفوذپذیر است. افزایش نمک در آب لایه آبدار مقدار sp را منفی‌تر می‌کند.

- نمودار مقاومت ویژه: ۱- آرایش تک نقطه‌ای: مقاومت اندازه‌گیری شده مربوط به محدوده کروی کوچکی در اطراف الکترود داخل گمانه است.

- آرایش تک نقطه‌ای (زمان کوتاه)، جزئیات سنگ‌شناسی بیشتری را نشان می‌دهد ولی بیشتر تحت تأثیر گل حفاری قرار می‌گیرد.
- آرایش نرمال بلند مقادیر واقعی‌تر مقاومت ویژه سازندها را به دست می‌دهد.
- مقاومت ویژه لایه‌های آبدار به مقدار نمک‌های محلول در آب و تخلخل لایه‌ها بستگی دارد.
- سنگ‌های متراکم و سخت بیشترین و لایه‌های شیلی و رسی کمترین مقاومت ویژه را نشان می‌دهند.
- مقاومت‌های متوسط همراه با پتانسیل خودزای منفی نشاندهنده لایه‌های آبدار ماسه‌ای است.
- نمودار گاما: عمدتاً برای تشخیص مواد رسی به کار می‌رود.
- نمودار نوترون: نشاندهنده مقدار آب، تخلخل و سطح ایستابی است.
- نمودرا گاما-گاما: نشاندهنده چگالی ظاهری و تخلخل مواد لایه‌های اطراف است.

فهرست منابع:

منابع فارسی

۱- محمود صداقت، زمین و منابع آب انتشارات دانشگاه پیام نور

۲- شناخت آبهای زیر زمینی؛ انتشارات دانشگاه تهران

۳- مکانیک سیالات و هیدرولیک؛ حسن مدنی

۴- جزوه آبهای زیرزمینی دانشگاه شیراز

۵- جزوه آبهای زیرزمینی دانشگاه تبریز؛ دکتر اصغری مقدم

۶- جزوه آبهای زیرزمینی دانشگاه تربیت معلم تهران؛ دکتر نخعی

منابع لاتین

1- GROUND WATER, BY: FREEZE & CHERRY
2- GROUND WATER HYDROLOGY, BY: TODD
3- ADVANCE HYDROLOGY, BY: FETTER

موفق باشید